

REVISTA  
DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## S U M A R I O

A. HERRERO DUCLOUX y M. YRIGOYEN, Observaciones geológicas en la zona del cerro Papal, provincia de Mendoza .....	81
W. RÜEGG, Rasgos geológicos y geomorfológicos de la depresión del Ucayali y Amazonas superior.....	106
J. FRENGUELLI, Un alga fósil en el paleozoico inferior de la sierra de Tontal (San Juan).....	125
A. ARNOLDS, Aspectos generales de la geología y geomorfología del Distrito Sierra Grande (territorio de Río Negro).....	131
COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS.....	143

BUENOS AIRES  
REPUBLICA ARGENTINA

1952

REVISTA  
DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo VII

Abril de 1952

Nº 2

OBSERVACIONES GEOLÓGICAS EN LA ZONA DEL CERRO PAPAL

PROVINCIA DE MENDOZA

POR A. HERRERO DUCLOUX Y M. YRIGOYEN

RESUMEN

Con el nombre de *Papalense* se designa una formación terciaria de más de 350 m de espesor, hasta ahora no descripta ni mencionada en la literatura geológica del país, constituida en sus dos terceras partes por gruesos bancos de yeso.

Ahora en un área de reducida extensión — algo menos de 100 km cuadrados — situada en las inmediaciones del cerro Papal y en el valle del arroyo de este nombre, correspondiente a las cabeceras australes de la extensa red del sistema del río Tunuyán, en la Alta Cordillera mendocina.

La edad del *Papalense* no sobrepasa en antigüedad al Mioceno basal y muy probablemente, como joven, no ha de alcanzar al Vindobonense, por lo que lo referimos al Mioceno bajo (*Burdigalense*) y lo consideramos en buena parte sincrónico con el ciclo eruptivo dacítico-liparítico conocido por *Domuyolitense*.

Esta sorprendente acumulación de yeso se ha producido en un antiguo lago mioceno formado contra el borde occidental de la Cordillera Frontal, elevado a raíz de la Primera Fase del Segundo Movimiento Andino. A este lago aflúan las aguas cargadas de sulfato de calcio de distintos ríos que drenaban una zona muy extensa en la que afloraban, con gran desarrollo areal, el *Auquicoense* o «Yeso Principal» (*Rauracense-Secuanense*) y, con desarrollo menor, las masas de yeso del *Troncosense* (*Barremense*). Posiblemente el poder disolvente de las aguas de estos ríos se viese aumentado por un alto tenor de  $\text{CO}_2$  disuelto, relacionado con la actividad volcánica del *Domuyolitense*.

Las similitudes entre el *Papalense* y los *Estratos de Butaló*, en lo que se refiere a las condiciones ambientales que presidieron su deposición y su relación a una misma fase tectónica, sugiere como probable que ellos sean contemporáneos.

This One



OLRN-YS3-ONYL

## INTRODUCCIÓN

En febrero de 1951, con motivo de un viaje a la porción sudoccidental de la hoja « Alto Valle del Río Tunnyán » (25-a), uno de los autores tuvo oportunidad de visitar brevemente el área que se describe en la presente nota, en compañía del doctor Oscar L. Baulies, quien a la sazón se ocupaba del levantamiento geológico de la citada hoja.

La senda que siguieron desde las Vegas del Llaucha hasta el río Colorado y el real de la Piedra Ahorcada, metas de su viaje, cruza desde el arroyo Papal hasta el valle del Colorado como cuerda del gran arco convexo hacia el Este que describe el primero de los nombrados y en cuya concavidad se aloja el cerro Papal. En este tramo, y en especial desde la subida al portezuelo de la Yesera hasta poco antes de alcanzar el arroyo de las Overas, la senda atraviesa potentes acumulaciones de yeso blanquecino amarillento, algo impuro, combadas en una cúpula suave, también aflorantes en el alto faldeo de la margen derecha del arroyo Papal.

Si bien su aspecto general ofrecía ciertas diferencias con las « yeseras » del Auquilcoense, el espesor de los depósitos de yeso sugería que se tratase de dicha formación o, con menos probabilidades, que correspondiese al « Yeso de Transición » con un desarroyo anormalmente grande.

Sin embargo, al recorrer el borde austral de la hoja 25-a no tardó en advertirse que ninguna de estas dos suposiciones era correcta, sino que se hallaban ante una formación terciaria y más moderna que los Estratos de Agua de la Piedra, referidos al Oligoceno.

No se tenía noticia de que en la literatura geológica del país se hubiese descrito una formación terciaria de características similares a las de ésta, por lo que el doctor Baulies sugirió designarla con el nombre de *Papalense*, en atención al desarrollo y extensión de sus afloramientos en el faldeo occidental del cerro Papal y en el valle del arroyo del mismo nombre.

El contacto entre el *Papalense* y los conglomerados de *Agua de la Piedra* subyacentes sólo pudo ser observado en la margen izquierda del cajón de las Overas, en un afloramiento de pequeña extensión, en el que no se apreciaba ninguna relación angular entre ellos sino, por el contrario, marcado paralelismo. Al mismo tiempo resultaba en extremo sorprendente el acentuado cambio litológico entre una y otra formación, sin que se notase la existencia de una zona de transición ni aún de reducido espesor.

En dicha oportunidad no fué posible dedicar más tiempo a la búsqueda de nuevos contactos entre ambas formaciones y estudiar las relaciones del *Papalense* con otros grupos de capas, por lo que con carácter provi-

sorio, y en atención a la aparente falta de angularidad con el yaciente, se le asignó edad oligocena superior.

Al año siguiente, al tratar de vincular las formaciones terciarias de la hoja 25-a con las aflorantes en el tramo cordillerano del valle del Diamante, los autores, en compañía del doctor Héctor Martínez Cal, pudieron efectuar observaciones algo más detalladas en la zona del cerro Papal que permitieron establecer con mayor precisión la posición estratigráfica del *Papalense*.

Al darlas a conocer, y en atención a la relativa escasez de informaciones geológicas referentes al ambiente de la alta cordillera en la literatura especializada, se ha estimado oportuno ampliarlas con la inclusión de una descripción rápida de los distintos terrenos aflorantes en la zona y de los rasgos más característicos de su estructura tectónica, en la creencia de que ello sería de interés general.

Finalmente los autores desean manifestar su agradecimiento a la Administración General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales por haberles autorizado a dar a publicidad las informaciones contenidas en la presente nota.

#### DATOS GEOGRÁFICOS

La zona aquí tratada se encuentra en las cabeceras australes de la amplia red hidrográfica del río Tunuyán. Hacia el Sur y el Este está flanqueada por el alto cordón de las Llaretas, en el que se destacan los cerros Laguna, Borbarán, Colorado y Paloma, de más de 5000 m el primero y alturas superiores a los 4600 m los restantes, mientras hacia el Oeste se levantan los contrafuertes orientales del imponente cordón del límite internacional con alturas que sobrepasan los 4000 m s. n. m.

El área estudiada con cierto detalle cubre una superficie de unos 130 km<sup>2</sup> y queda incluida en las hojas topográficas en escala 1:100.000 « Río Salinillas » y « Laguna del Diamante » del Instituto Geográfico Militar, las que sirvieron de base al bosquejo geológico que acompaña esta nota, aunque con las modificaciones indispensables para una mejor representación del relieve.

El acceso a ella, como en general a toda la región cordillerana cercana al límite, no es fácil. Con vehículos sólo puede llegarse hasta la laguna del Diamante, desde donde debe continuarse por la senda de herradura que cruza el portezuelo de las Numeradas <sup>1</sup>, en la divisoria

<sup>1</sup> Según la explicación del baqueano don Nicolás Alvarado, esta curiosa denominación se debe a que los manchones circulares de gramíneas (coirones) que crecen en el suelo pedregoso del portezuelo y valles inmediatos suelen secarse en su parte central y sólo conservan una corona de pasto alto que representa groseramente figuras de números, tales como « 0 », « 3 », « 8 », etc.



de aguas entre el Tunuyán y el Diamante, para caer a las cabeceras del arroyo Papal, cuyo curso sigue por unos 12 km hasta enfrentar el portezuelo de la Yesera y el cerro Papal.

Los cerros Papal y Duraznito forman un elevado espolón que obliga al arroyo Papal a describir un amplio codo para contornear por el naciente al primero de estos cerros antes de unirse al río Colorado, y al mismo tiempo lo separa de la amplia rinconada que desagua por numerosos pequeños afluentes del arroyo de las Overas. Este último se vuelca en el Papal poco antes de la unión de éste con el Colorado, río al que también se une como importante tributario el arroyo Durazno, que drena los faldeos septentrionales de los cerros Gorro (4944 m s. n. m.) y Pilar (4583 m s. n. m.). Finalmente el río Colorado, inmediatamente después de la confluencia del Papal, tuerce su curso hacia el Norte para desaguar en el Tunuyán, del que es uno de los principales afluentes.

El relieve de la zona es muy accidentado y se caracteriza por los fuertes desniveles, pero en general, la escasa resistencia de los terrenos aflorantes no favorece la formación de cajones o paredes verticales, excepto en su porción nororiental donde aflora el Choiyolitense. Toda la región muestra un marcado modelado glaciar con frecuentes depósitos morénicos regularmente conservados, en contraste con el glaciario actual, reducido a alguna que otra masa de hielo permanente conservada en los reparos profundos de los cerros más altos.

Según las cartas del I. G. M. las cotas de la zona oscilan entre los 3200 y 3400 m s. n. m., y alcanzan los 3918 m en el cerro Papal, aunque debe señalarse que ella no debe corresponder a la altura máxima del cerro, ya que ésta no se encuentra en el punto indicado en el plano con dicha cota sino en su cúspide septentrional.

Como consecuencia de su ubicación y altura, la zona se torna inaccesible desde mayo a fines de noviembre a causa de las intensas nevadas invernales. La vegetación está adaptada a este régimen climático: faltan los árboles y los arbustos son escasos y limitados a los lugares más protegidos; en cambio abundan las llaretas y coirones, y en las vegas y faldeos bajos, los pastos tiernos. Son frecuentes los mallines de montaña, así como los manantiales y ojos de agua al pie de los taludes. La población es transitoria y se reduce a algún pastor que durante los meses de verano cuida del ganado, el que es arreado al bajo al llegar el otoño.

#### OBSERVACIONES GEOLÓGICAS

Geológicamente considerada la zona de que nos ocupamos está situada en la faja marginal del llamado «geosinclinal andino», en el contacto entre éste y su antepaís oriental, constituido en esta latitud por la «Cordillera Frontal».

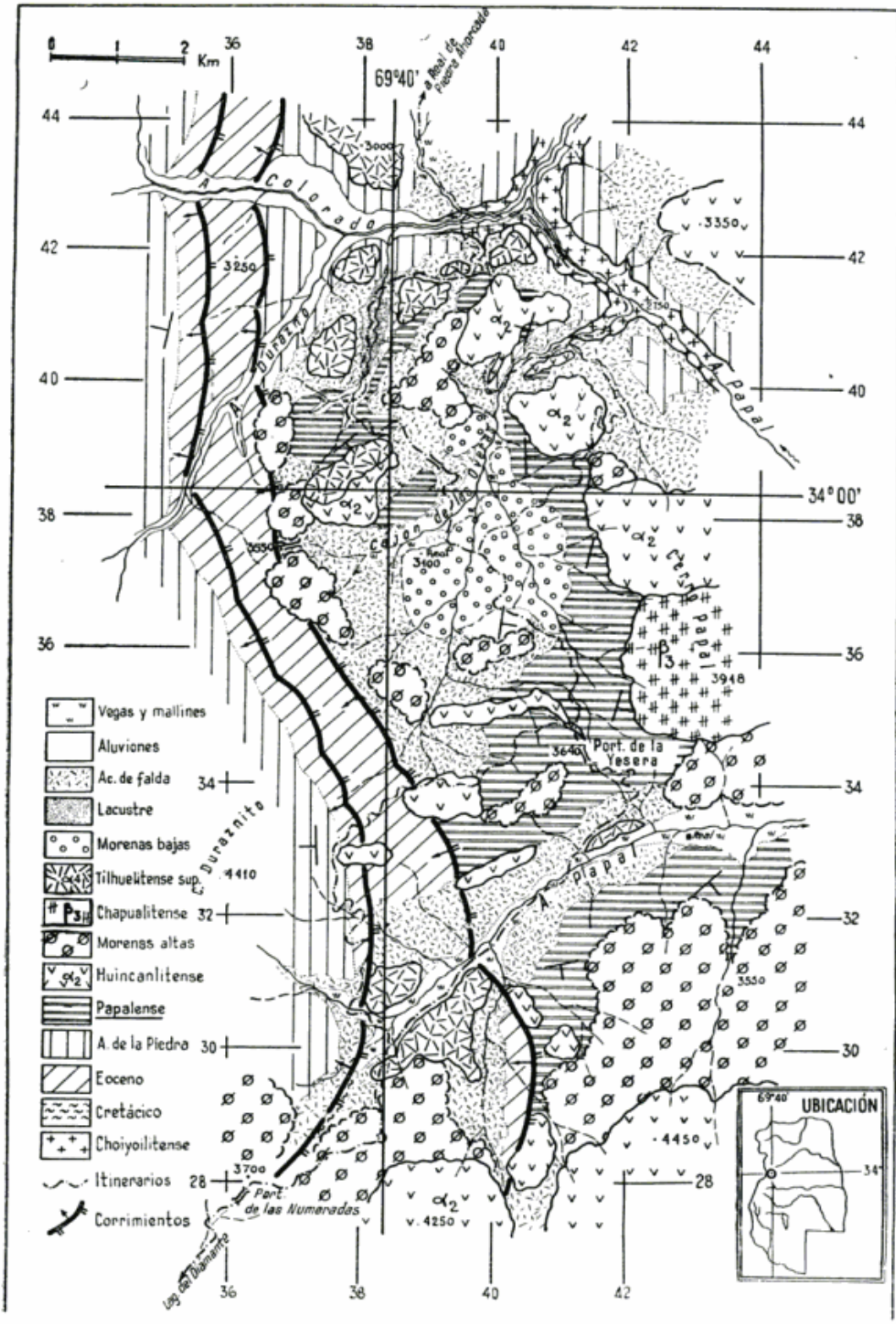
Ambos elementos geológicos muestran marcadas diferencias tanto en la constitución petrográfica y edad de las rocas que los integran como en sus rasgos estructurales. Así, mientras el primero ha sido la cuenca en que se acumularon los depósitos en lo esencial mesozoicos y terciarios, plegados y fallados a raíz de los acontecimientos diastróficos del Terciario y Cuartario, el segundo representa una entidad considerablemente más antigua, constituida por esquistos metamórficos de edad eopaleozoica (gotlándico-devónica ?) — y en algunas partes quizá más antiguos — intensamente plegados e inyectados, sedimentos de probable edad carbónica discordantes en los primeros y a su vez sucedidos con discordancia por los productos intrusivos, efusivos y piroclásticos de la actividad ígnea del Triásico.

Estas rocas paleozoicas y triásicas constituyen un ambiente geológico bien definido por sus características petrográficas que desde nuestra zona en estudio puede seguirse con rumbo meridional hacia el Norte hasta algo al Sur del cerro Tupungato, donde se desvía hacia el Noroeste, y en dirección al Sur hasta la latitud del tramo de rumbo transversal del curso del río Diamante, al Sur del cual ya se hunde definitivamente bajo las formaciones cretácicas.

Durante el Mesozoico medio y superior y por lo menos la primera mitad del Terciario, la Cordillera Frontal fué un elemento positivo con respecto al « geosinclinal andino » y marcó la posición del borde oriental de éste. Sólo a partir del Terciario superior la cuenca andina quedó colmada y la Cordillera Frontal fué parcialmente cubierta por las tobas y andesitas huincanlitenes que rebalsaron aquélla y por las tobas, andesitas y basaltos de distintos ciclos eruptivos cuartarios.

Durante el largo período de tiempo que media entre los fines del Triásico y el Terciario medio-superior, la Cordillera Frontal habría estado sujeta a la erosión y transformada en un peneplain del que se reconocen extensos remanentes magníficamente conservados. Se lo observa en nuestra zona de estudio, inclinado hacia el WSW, donde arrasa la serie choiyoilitenes y sirve de superficie de apoyo a los conglomerados terciarios, para ganar altura hacia el Este y el Norte. Ya en pleno ambiente de la Cordillera Frontal se lo ve truncar las intrusiones de granito y servir de asiento a las potentes acumulaciones de mantos y tobas de andesitas huincanlitenes que constituyen la cordillera o cordón de las Lletas, y es nuevamente visible en la vertiente oriental de ésta, pero con buzamiento más suave y dirigido hacia el SSE. Hacia el Norte del cajón del Tunuyán ya no se lo reconoce pues se eleva por encima de la superficie actual <sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Es interesante mencionar que también en la prolongación de la Sierra Pintada al Sur del río Atuel, Padula (6) ha reconocido la existencia de un viejo peneplain



Bosquejo Geológico de la Zona del Cerro Papal (Mendoza)

De las inclinaciones que el peneplain presenta se recibe la impresión de que con posterioridad a su formación hubiese sido combado en un amplio y extenso anticlinal cuyo eje coincidiría aproximadamente con la actual divisoria de aguas de la Cordillera Frontal, y del cual podríamos reconocer hoy parte de su mitad austral. Esta supuesta combadura habría tenido lugar en tiempos relativamente recientes y determinaría el carácter de valle antecedente del cajón el Tunuyán.

Los movimientos terciarios y cuaternarios afectaron de distinta manera a la cuenca andina y la Cordillera Frontal, pues mientras en la primera originaron una complicada estructura de plegamiento y corrimiento, en la segunda se manifestaron, en lo esencial, por movimientos ascendentes de conjunto acompañados de fracturación y corrimiento en su frente oriental.

Como consecuencia de la situación de nuestra área en estudio con respecto a estos dos ambientes geológicos, afloran en ella rocas de ambos. La sucesión aflorante, de abajo hacia arriba, es la siguiente:

a) TRIÁSICO: *Choiyoilitense*. — Las rocas más antiguas aflorantes en nuestra zona son pórfiros cuarcíferos y tobas de edad supratriásica (Carnense) que referimos al *Choiyoilitense*. Asoman en la porción nor y nor-oriental del área representada en el bosquejo geológico, en el curso inferior de los arroyos Papal y de las Overas, que han cortado en ellos valles profundos, angostos y de paredes verticales, y en el cauce más ancho, pero también de laderas muy escarpadas, del río Colorado.

Se presentan con una grosera disposición en mantos, muy diaclasados y color rojo vivo hasta anaranjado y amarillento, atravesados por algunos filones de andesitas terciarias. En conjunto se inclinan hacia el Oeste, de modo que en el valle del Colorado se hundan por debajo del nivel de éste, pocos cientos de metros aguas abajo de la confluencia del arroyo Durazno. En cambio se levantan hacia el naciente hasta alcanzar considerable altura y una amplia distribución areal. (1, mapa).

b) CRETÁCICO. — Los sedimentos de esta edad constituyen un afloramiento de reducida extensión en el valle del arroyo Papal, a unos 2 km al Norte del portezuelo de las Numeradas. Se trata de una cuña de arrastre vinculada a uno de los grandes corrimientos dirigidos de poniente a naciente que cortan longitudinalmente la mitad oeste de nuestra zona.

que trunca sus *Esquistos metamórficos* (Gotlándico-Devónico) y su *Serie Volcánica* (*Choiyoilitense*), lo que apoyaría la idea de que ha habido una verdadera peneplanización post-choiyoilitense, es decir, un proceso de carácter regional. Según Padula, en las depresiones del peneplain se acumularon las tobas de su *Complejo liparítico*, al que atribuye edad inframiocena y que, por tanto, podríamos considerar vinculado al ciclo del *Domuyolitense*.



El más occidental de éstos, y al que se asocia la cuña de Cretácico, produce el cabalgamiento de un largo bloque constituido por la formación de *Agua de la Piedra* y Terciario inferior sobre Terciario inferior (*Estratos de Pirca-la-Coihueco*), y es seguido hacia el Este por otro, paralelo al anterior y magníficamente expuesto en el valle del arroyo Durazno, por el que la faja de Terciario inferior monta sobre *Papalense*, en el Sur, y *Agua de la Piedra*, en el Norte.

Los sedimentos que constituyen la cuña se presentan en confusa mezcla tectónica en la que predominan arcillas y areniscas rojas diamantianas — con posible participación de los inmediatos estratos de *Agua de la Piedra* — que encierran girones molidos del calcáreo neocomiano con *Exogyra* y de yeso troncosense, razón por la que se los ha reunido bajo la denominación común de Cretácico.

Es interesante señalar que en la zona en estudio y en su inmediata vecindad las capas que se asientan en el *Choiyoilitense* son de edad oligocena (*Agua de la Piedra*) y que sólo bastante más al W afloran formaciones cretácicas, por lo que el asomo de los terrenos representados en esta cuña tectónica se presta a diversas interpretaciones.

Podría suponerse que la cuenca andina se profundiza muy rápidamente hacia el poniente, de lo que resultaría una disposición transgresiva en extremo marcada de los sedimentos que la rellenan, y que haría posible una rápida integración de la columna estratigráfica hacia el W del borde de aquélla. Pero un cómputo conservativo de los espesores de las formaciones eoterciarias y del *Diamantino* nos llevarían a admitir para la pendiente del fondo de la cuenca un valor incompatible con la facies que presentan los sedimentos cretácicos y eoterciarios, aún muy superior a los valores promedios del talud continental.

De este modo, la edad de las capas que integran la cuña tectónica constituyen un valioso indicio para apreciar la magnitud de la componente horizontal del corrimiento que la originó, que una estimación moderada haría llegar a varios kilómetros.

Como puede suponerse, accidentes tectónicos de este orden no son de carácter local.

A la altura del arroyo Mal Paso, entre los ríos Colorado y Salinillas, los dos corrimientos que observamos en nuestra zona se reúnen en uno sólo que continúa hacia el Norte para desaparecer debajo de los basaltos coyocholitenses del cordón del Marmolejo. En todo este trecho, de más de 45 km de longitud, el corrimiento occidental — luego único — se manifiesta en el paisaje como larguísima y elevada escarpa de falla (« fault-line scarp ») coronada por los bancos duros, resistentes, de *Agua de la Piedra*. Hacia el Sur del arroyo Papal, en cambio, se pierde bajo las acumulaciones morénicas, aunque es posible que a él se relacione un afloramiento de areniscas y arcillas rojas maltratadas (diamantianas?)

visibles al E de la senda, entre el portezuelo de las Numeradas y el real <sup>1</sup> del mismo nombre. Asimismo es sin duda sugestivo que si seguimos su rumbo hasta alcanzar la margen izquierda del Diamante nos encontremos con las grandes complicaciones del faldeo oriental del cerro Plomo y, si continuamos aún más hacia el S, con las visibles a ambos lados del cerro Mala Dormida y en los arroyos de la Manga y Blanco.

La edad de estas fracturas puede establecerse con alguna aproximación ya que son posteriores al *Huincanlitense* y anteriores al *Coyocholitense*, por lo que han de estar ligadas al Tercer Movimiento Andino probablemente a la Fase Principal de éste, ocurrida en el Plioceno superior.

c) Terciario: *Eoceno*. — Las capas referidas al Terciario inferior, que cabalgan sobre *Agua de la Piedra* y *Papalense* a consecuencia del corrimiento oriental, están constituidas de arcillas, tobas y margas de color amarillento y rojizo claro, con intercalaciones verdosas, tonalidades que las destacan en el paisaje por contraste con los tonos más oscuros de *Agua de la Piedra*.

Por las razones apuntadas más arriba no es visible su base ni tampoco puede observarse un perfil íntegro. Para ello debemos trasladarnos hasta el valle del río Palomares, a unos 32 kilómetros al Norte de nuestra zona, donde se presenta una sección completa y no perturbada, que de acuerdo con las observaciones efectuadas por Baulies alcanza un espesor de 475 m (1).

En el corte del río Palomares, el Terciario inferior se asienta de manera poco clara en un grupo que el autor citado denomina « Conglomerados Basales » y refiere, con dudas, al Cretácico superior. El perfil se inicia, de abajo hacia arriba, con areniscas arcillosas rojizas, friables, en alternancia con arcillas del mismo color, que hacia arriba pasan a arcillas arenosas rosadas y verdosas con intercalaciones de areniscas verdosas que encierran concreciones del mismo material de hasta más de 20 centímetros de diámetro.

El primer grupo de capas, que alcanza a unos 100 m de espesor, es seguido por una sección de unos 130 m de potencia y color de conjunto gris amarillento claro, constituida, abajo, por tobas calcáreas, duras, estratificadas en bancos delgados a veces con cavidades que contienen asfalto, y arriba, por banquitos calcáreos, lajosos y areniscas calcáreas y arcillosas finamente estratificadas. Continúan 235 m de tobas arcillosas blanquecinas y amarillentas con intercalaciones de areniscas y arci-

<sup>1</sup> En la región cordillerana se da el nombre de « real » a todo lugar que, ya por obra de la naturaleza o por mano del hombre — en este último caso, por lo general, el apilamiento de unas pocas piedras — ofrece un reparo del viento apropiado para instalar el fogón y tender la montura para pasar la noche al raso, y que por ello es utilizado habitual u ocasionalmente para acampar.

llas verdosas, plomizas y pardas, siempre bien estratificadas, que rematan con arcillas tobáceas rosadas y son cubiertas por los aglomerados andesíticos basales de *Agua de la Piedra*.

Por la posición que ocupan estas capas dentro de la sucesión terciaria y su marcada semejanza con los estratos de *Pircala-Coihueco* aflorantes en la zona de Malargüe y referidos al Eoceno, Baulies los paraleliza con dicha formación, criterio que compartimos.

d) OLIGOCENO : *Agua de la Piedra*. — Sobre las capas eocenas sigue una espesa serie de color rojizo violado constituida en lo esencial por gruesos bancos de conglomerados y areniscas gruesas, con cierta frecuencia separados por delgadas intercalaciones arcillosas.

Los rodados de los conglomerados son subredondeados, de tamaño variable entre el de una nuez y algo mayor que el de un puño, entre los que se reconocen andesitas, granitos, pórfiros, porfiritas, calcáreos neocomianos y areniscas diamantianas, pero entre los que faltan por completo los basaltos. En nuestra zona y en el río Palomares estas capas presentan en su base un manto de aglomerado andesítico de varios metros de espesor, ausente en el perfil del río Salinillas, intermedio entre los dos primeros.

La serie conglomerádica alcanza a unos 1300 m de espesor en el valle del Palomares donde fué medida por Baulies (*ob. cit.*), quien la designó con el nombre de « Conglomerado de Palomares » por su desarrollo en el valle del río y cerro de este nombre, y lo paralelizó a los Estratos de *Agua de la Piedra* del Sur mendocino (2). Sería, por tanto, de edad oligocena (Tongriano), y en parte contemporánea con el *Mollelitense*, al que corresponderían los aglomerados andesíticos de su base.

Los *Conglomerados de Palomares* o *Estratos de Agua de la Piedra* quedarían ubicados entre la última fase (2ª) del Primer Movimiento Andino — en el sentido de Groeber — y la primera del Segundo Movimiento.

Los efectos del más antiguo de estos movimientos no se manifiestan en nuestra zona por dislocaciones ni por una relación angular entre el Eoceno y *Agua de la Piedra*, sino solamente en el marcado cambio litológico que muestran estas formaciones, que para la segunda de ellas señala un pronunciado aumento de la actividad erosiva, sin duda motivada por la sobreelevación de áreas vecinas a consecuencia de dicho movimiento. No se han observado en nuestra zona los típicos « Rodados Lustrosos » que más al Sur se intercalan entre el Eoceno y *Agua de la Piedra* <sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Las características de estos « Rodados Lustrosos » y sus relaciones con el Eoceno y *Agua de la Piedra* ofrecen particular interés. Están constituidos esencialmente por rodados de pórfiro y porfirita, es decir rocas muy duras y resistentes, muy bien redondeados y cubiertos por una típica pátina lustrosa parda ; representan una espe-

En el margen nororiental de nuestra zona los términos superiores de *Agua de la Piedra*, que han transgredido sobre el Eoceno, se asientan con pseudo-concordancia en el viejo peneplain labrado en el *Choiyoilitense*. Se inician aquí con un grupo de arcillas o areniscas arcillosas rojizas — de unos 30 m de espesor en el cajón de las Overas — que hacia arriba aumentan rápidamente el tamaño del grano de sus componentes y comienzan a aparecer capas de conglomerados con rodados angulosos de pórfiros del tamaño de un puño, para luego predominar los bancos conglomerádicos y adquirir el color rojizo violado que distingue a la formación.

e) MIOCENO: *Papalense*. — En la zona del cerro Papal la formación de *Agua de la Piedra* está sobrepuesta por las capas terciarias que designamos, de acuerdo con la sugestión del doctor Baulies, con el nombre de *Papalense*. Se trata de un grupo de sedimentos con características en extremo interesantes, hasta ahora no reconocido en otras localidades y que, al parecer, constituye un caso único dentro del Cenozoico de nuestro país.

Alcanza un espesor que se estima en algo más de 350 m aunque debe advertirse que su porción superior ha sido erosionada en grado no determinable. No se ha encontrado ningún perfil completo que permita observar tanto la base como la terminación original, primitiva, del grupo, por lo que, el que describiremos a continuación es una reconstrucción de la sucesión normal, basada principalmente en el corte del cajón de las Overas y en el visible en el faldeo occidental del cerro Papal (fig. 1).

En el cajón de las Overas se encuentra el único punto en que hemos podido observar la base del *Papalense*, en un afloramiento situado en su margen izquierda, aunque desgraciadamente de muy escasa extensión y además complicado por la presencia de un stock de andesita huincanilitense y filones capas de la misma.

Asoman allí bancos de conglomerados de *Agua de la Piedra* con roda-

cie de conglomerado « residual » que implica el transcurso de un largo período de tiempo, al cabo del cual tiene lugar un nuevo ascenso que hace posible la erosión y transporte de los materiales desde las áreas vecinas a las cuencas de acumulación de *Agua de la Piedra*. Pero a su vez los « Rodados Lustrosos » se asientan en distintos niveles del Eoceno a consecuencia de la discordancia atribuída a la Segunda Fase del Primer Movimiento, de modo que entre el Eoceno y *Agua de la Piedra* habrían tenido lugar dos movimientos, el uno anterior a los « Rodados Lustrosos » y posterior a ellos, el otro. Es posible, entonces, que la Segunda Fase del Primer Movimiento tuviese que ser desdoblada en dos subfases, o bien hablar de tres fases para el Primer Movimiento, la más moderna de las cuales habría ocurrido en el Oligoceno inferior. Ésta también habría sido anterior al *Mollelitense* ya que, según Groeber, en el Cajón del Molle se encuentran « Rodados Lustrosos » debajo de aquél (5).



dos pugilares en los que se asientan, aparentemente en perfecta concordancia, margas grises, algo rojizas, y margas pardo verdosas con una intercalación rojo pardusca arcilloso-margosa, a las que siguen areniscas grises, finas, lajasas, con « ripple marks ». Esta sección basal del *Papalense* alcanza a unos 20 m de espesor, y es seguida por otra de carácter yesoso-arcilloso y color pardo claro a grisáceo, que llega a unos 120 m de potencia. De abajo hacia arriba se observa un rápido aumento en la cantidad de yeso, que comienza a aparecer ya en la base como delgados

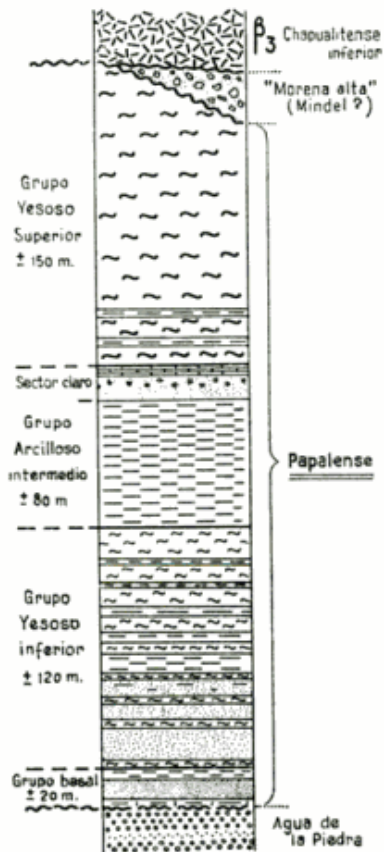


Fig. 1. — Perfil columnar esquemático, del Papalense

banquitos intercalados entre las arcillas arenosas, y llega a constituir bancos de 2 a 3 m de espesor en el techo de la sección.

En el faldeo occidental del cerro Papal, sobre la sección recién descrita sigue un grupo de unos 80 m de espesor principalmente arcilloso, rojizo, que termina hacia arriba con un sector claro, constituido por areniscas tobáceas grises, de grano mediano y estratificación confusa, con lentes o camaditas de gravilla hasta conglomerado fino con abundancia de rodaditos de tobas granudas o lapillos blancos, con pocas tablitas de minerales oscuros; corona estas capas un banco delgado de caliza gris, densa y dura.

A continuación encontramos un conjunto de unos 150 m de espesor constituido por bancos de yeso de 4 a 5 m de espesor de color blanco amarillento, que en su mitad inferior alternan con banquitos arcillosos. En discordancia se asienta en este grupo el manto de *Chapualitense inferior* que cubre la culminación mesetiforme del cerro Papal (fig. 2).

En todos los niveles los bancos de yeso y los banquitos arcillosos intercalados se encuentran alabeados y exhiben micropliegues, pero el *Papalense*, que en conjunto está abovedado en una cúpula amplia y chata, no presenta otras dislocaciones que las producidas por la intrusión de las andesitas huincanlitenses.

El *Papalense* aflora desde la alta ladera de la margen derecha del arroyo Papal, al Este de la traza del corrimiento oriental, hasta las cercanías de la confluencia de este arroyo con el río Colorado, al Norte del cual no ha sido observado, si bien es posible que primitivamente ha de haberse extendido hasta bastante más allá. Las dislocaciones regionales que limitan nuestra zona en el poniente no permiten establecer la extensión que alcanzó el *Papalense* en dicha dirección, pero probablemente

aquella no ha sido muy grande. Hacia el naciente no nos fué posible reconocer la posición de su límite actual y sólo podemos decir que sobrepasa el borde oriental del bosquejo geológico que ilustra esta nota, pero no ha de extenderse mucho más al Este del codo del arroyo Papal. Es probable que primitivamente haya transgredido sobre *Agua de la Piedra* y haya llegado a apoyarse en el *Choiyoilitense*.

De acuerdo a las relaciones del *Papalense* con el *Agua de la Piedra* subyacente se desprende que la edad máxima de aquél no ha de sobrepasar el Tongriano (Oligoceno). Hemos visto que si bien entre uno y otro no se aprecia ninguna relación angular en cambio se advierte una

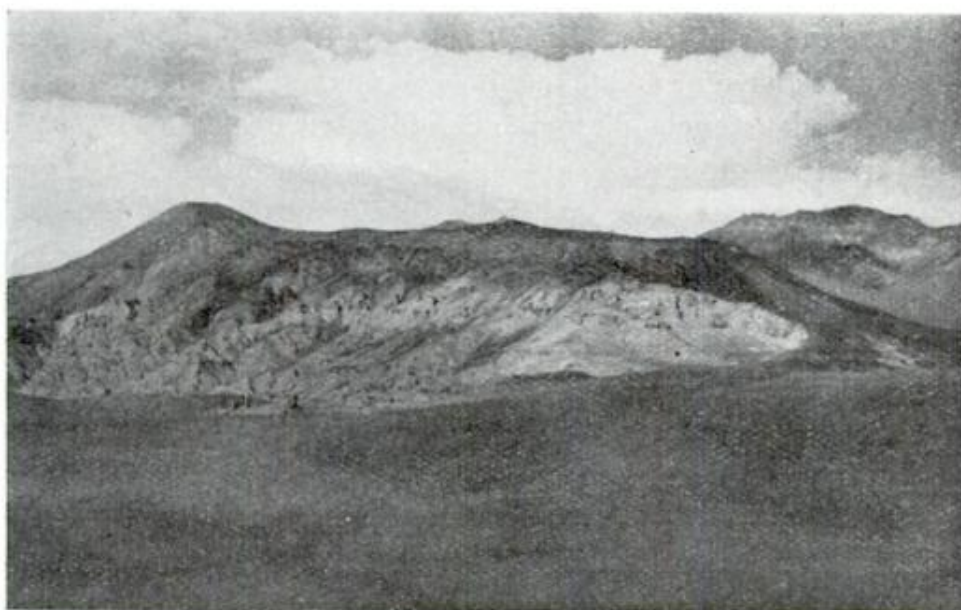


Fig. 2. — El Cerro Papal visto desde el faldeo oriental del Cerro Duraznito. En primer plano lomadas constituidas por las « morenas altas ». En el último plano, a la derecha, el Cerro Borbarán.

marcada modificación en la constitución litológica de las capas al pasar de una a otra formación, sin que medie entre ellas una zona de transición, ni aún de espesor muy reducido.

Este cambio en el carácter de los sedimentos es en extremo brusco como para aceptar que el mismo se produzca dentro de un proceso continuo de sedimentación y, por el contrario, estimamos que señala la existencia de una interrupción y que refleja la ocurrencia de algún acontecimiento importante que modificó de manera fundamental la competencia y capacidad de los cursos de agua que transportaban los sedimentos a la cuenca de deposición. Identificamos este acontecimiento con la Primera Fase del Segundo Movimiento Andino, que habría elevado en conjunto a la Cordillera Frontal y su área adyacente occidental.

De esta manera la edad máxima del *Papalense* se reduce y ya no podría ser más antiguo que el Mioceno inferior (Burdigalense) lo que a su vez,

estaría confirmado por la presencia de tobas ácidas y lapillos encontrados en el techo (sector claro) del grupo arcilloso de la parte media del Papalense, que se vinculan al ciclo dacítico-liparítico del *Domuyolitense*, referido también al Mioceno inferior (Burdigalense).

La probable edad mínima de esta formación está fijada por las andesitas supramiocenas del *Huincanlitense*, las más antiguas de las rocas que la afectan o que se asientan en ella, de modo que la edad del *Papalense* quedaría comprendida dentro del período de tiempo relativamente grande que media entre el *Domuyolitense* y el *Huincanlitense*, es decir, entre el Burdigalense y el Pontense, respectivamente.

Sabemos, sin embargo, que entre aquellos dos ciclos efusivos se intercalan la Segunda y Tercera fases del Segundo Movimiento, por lo que creemos que es poco probable que la sedimentación del *Papalense* haya sucedido a la ocurrencia de una o de ambas de estas fases tectónicas, pues es difícil imaginar una relación de pseudoconcordancia tan perfecta como la existente entre éste y el *Agua de la Piedra* si entre ellos hubiese mediado la acción de tres, o aún de sólo dos, fases diastróficas. Por esto suponemos que entre los dos grupos sedimentarios únicamente tuvo lugar la Primera Fase del Segundo Movimiento, que pudo no traducirse en una discordancia angular notable debido a las características que le hemos atribuído, y solamente se evidencia por la acentuada variación en el aporte sedimentario.

Por tales razones, y en menor grado por ciertas consideraciones — de las que nos ocuparemos oportunamente — relativas a la formación de los depósitos de yeso del *Papalense*, creemos que éste es exclusivamente inframioceno (Burdigalense) y en buena parte contemporáneo del ciclo efusivo *Domuyolitense*.

f) PLIOCENO: *Huincanlitense*. — La sucesión terciaria de la zona considerada termina con las tobas, mantos efusivos e intrusiones de andesitas huincanlitense, que en el ambiente cordillerano alcanzan vastísima distribución y gran desarrollo, como puede apreciarse en los mapas geológicos de Groeber (4, 5).

La masa principal de estos terrenos, representada por las tobas y mantos andesíticos, ocupa una posición marginal en la zona del arroyo Papal. Constituye el alto faldeo derecho del valle de éste (donde cubren al *Papalense*) como parte integrante de las enormes acumulaciones huincanlitenses que constituyen el Cerro de la Laguna y todo el borde oriental del inmenso anfiteatro cerrado al poniente por el hermoso cono basáltico del volcán Maipo; hacia el Norte continúa por muchos kilómetros con gran desarrollo y buen ancho en la Cordillera de las Lletas.

En la porción central de nuestra zona el *Huincanlitense* está representado por tres stocks intrusivos de andesita, de colores claros — ama-



rillento mostaza y pardo claro — alineados, que atraviesan los terrenos terciarios y se ramifican en una serie de apófisis, diques y filones capas que en parte enmascaran las relaciones entre *Papalense* y *Agua de la Piedra*. La mayor de estas intrusiones, que afecta la forma de un cono chato bastante bien conservado, constituye la cúspide septentrional, más alta, del cerro Papal (figs. 2 y 3).

La edad de las andesitas huincanlitenes es supraterciaria. En un principio fueron asignadas al Mioceno más alto (Pontense) (5, p. 366), pero es muy probable que la actividad ígnea se haya prolongado hasta el Plioceno inferior, si bien con una interrupción debida a la Prefase del Tercer Movimiento.

A tal conclusión se llegaría de los estudios efectuados en la zona del cerro Alquitrán (Mina de Petróleo del Sosneao) (7), en la que se reconoce la existencia de dos intrusiones huincanlitenes: primeramente se alojó un pequeño lacolito chato, concordante (tipo « facolito », en el sentido de Harker) que fué fracturado en bloques por un movimiento posterior que originó las líneas de debilidad que rigieron la instalación de las chimeneas y diques de la segunda intrusión. Tendríamos así una sección supramiocena, pontense, y otra infrapliocena, plaisancense, separadas por la Prefase del Tercer Movimiento Andino<sup>1</sup>.

Cabe destacar que los productos extruídos e intruídos en ambas etapas del ciclo huincanlitense no muestran — por lo menos al examen macroscópico — mayores diferencias petrográficas, por lo que la subdivisión que en él reconocemos se basa solamente en razones de orden estructural.

g) CUARTARIO: *Morenas altas*. — Los primeros depósitos que siguen en orden de antigüedad a los terrenos terciarios recién descriptos son ya de edad cuartaria y corresponden a acumulaciones morénicas eocuartarias que designamos con el nombre de « *morenas altas* », para distinguirlas de otros depósitos del mismo origen pero más modernos. Estos depósitos glaciares ocupan cotas que, aproximadamente desde los 3800 m, descienden a medida que las recorremos de Sur a Norte.

De las morenas más antiguas, que han de haber alcanzado gran extensión en el Eocuartario, encontramos remanentes en el sector del portezuelo de las Numeradas y en las alturas que rodean la hoyada drenada por el arroyo de las Overas. Están constituídas por bloques de distinto

<sup>1</sup> Puede interpretarse también, que el movimiento que separa ambos subciclos de efusiones no represente en realidad al diastrofismo total correspondiente a la Prefase del Tercer Movimiento, sino que puede tratarse de un breve paroxismo póstumo de aquél. De ser así, los dos sectores huincanlitenes habrían sido extruídos prácticamente después de ocurrida la citada Prefase y, por ende, ya caerían ambos en el Plioceno inferior.



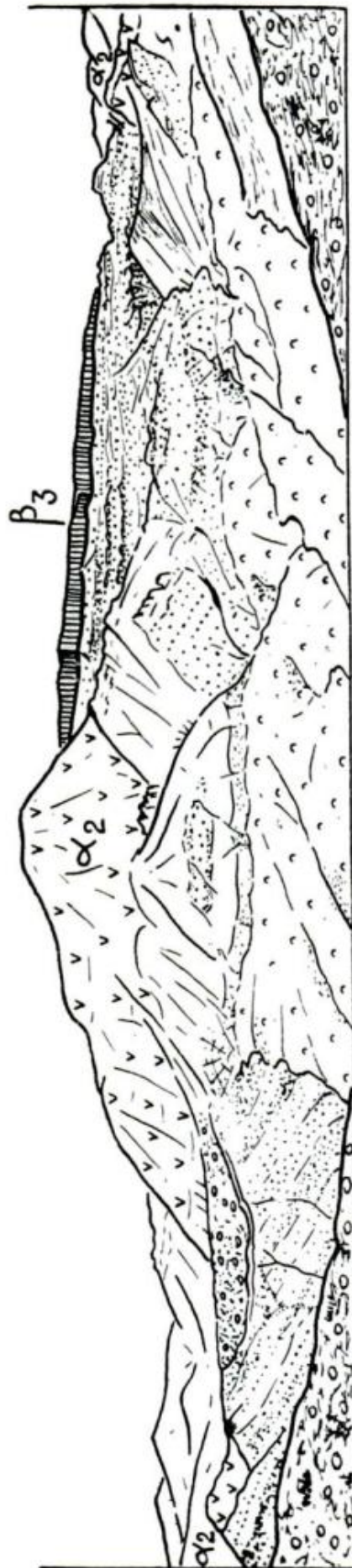


Fig. 3. — El Cerro Papal visto desde el Noroeste: en medio del panorama se destaca el cono andesítico Huincanliltense ( $\alpha_2$ ) que junto con la colada de *Chapacaltense* inferior ( $\beta_3$ ) cubre extensos adormientos de *Papalense* (punteado). A la izquierda de la fotografía aparece un grueso filón capa de andesita, y otro tanto ocurre en la extrema derecha (Portezuelo de la Yesera). En el plano medio, el pie del faldeo del Cerro Papal se ve envuelto por una morena de fondo del Würm (semicírculos) que también tapiza el resto de la hoyada drenada por el Arroyo de las Overas (oculto en el panorama). Las « morenas altas » (círculos) aparecen sobre el Papalense en el tercio izquierdo y forman también la lomada desde donde se obtuvo la vista panorámica.

origen y muy variado tamaño — algunos sobrepasan holgadamente el metro cúbico — envueltos en una matriz arenosa, terrosa, que da cohesión y resistencia al conjunto. Estos remanentes están muy recubiertos por detritos más modernos, por lo que su constitución sólo es visible donde los corta algún cañadón.

h) *Chapualitense inferior*. — La mitad austral del cerro Papal, al sur del cono huincanlitense que constituye su culminación, es una mesada ya bastante recortada cubierta por un manto de basalto asentado en una superficie groseramente terrazada.

Por su posición altimétrica este manto puede vincularse con el que más al Este y Noreste cubre el Mesón de Hierro, el que a su vez puede relacionarse con otros mantos basálticos de la divisoria de la cordillera de las Llaretas, lo que permite asignarlo al *Chapualitense inferior* (« Basalto 3 »).

El manto del cerro Papal parece también haberse extendido sobre elementos morénicos (« morenas altas ») que asoman en su faldeo sur y sureste. De ser efectivamente así, podríamos confinar los depósitos glaciales más viejos a alguna de las dos primeras expansiones del hielo andino, anteriores a las efusiones del *Chapualitense inferior*, y con más probabilidades a la « Segunda Glaciación », aproximadamente homólogo al *Mindel* europeo.

i) *Tilhuelitense superior*. — Con amplia distribución en la región recorrida encontramos una serie de tobas claras, ignimbritas y lapillos pumíceos, pertenecientes al *Tilhuelitense superior*. Se trata de acumulaciones más o menos potentes que se destacan por sus coloraciones claras, con frecuencia blanco cenicientas; son depósitos poco resistentes entre los que se encuentran bolsones de lapillos blancos (« granulado volcánico »), apenas cementados y fácilmente disgregables.

En las cabeceras del arroyo de las Overas el *Tilhuelitense* — constituido allí por bancos de tobas e ignimbritas pardo claras — parece asentarse en un remanente de las « morenas altas », que forman la cerrillada que separa la cuenca del arroyo de las Overas de la del arroyo Durazno, franqueada por el portezuelo de cota 3550 m. El *Tilhuelitense* continúa hacia el Norte como coronamiento de esta línea de alturas, y al alcanzar el valle del Colorado se extiende sobre su margen derecha hacia el Este, hasta el valle del Papal. En la margen izquierda del Colorado se lo ve constituir una amplia mesa que se prolonga hasta más allá de la vega y el real de la Piedra Ahorcada.

j) *Morenas bajas*. — Después de la acumulación de los productos efusivos y piroclásticos del *Tilhuelitense* tuvo lugar una nueva glaciación a la que atribuimos los depósitos morénicos que hemos designado con el nombre de *morenas bajas*.

Donde mejor representadas están dentro de nuestra zona, es en el

valle del arroyo de las Overas, en las inmediaciones del real de este nombre. Se encuentra éste en el centro de un reducido anfiteatro recortado en el *Papalense*, el que a su vez está recubierto por remanentes de « morenas altas » y los productos ígneos del *Huincán* y del *Chapualitense*. Los faldeos del anfiteatro están surcados por numerosos arroyuelos y cañadones menores que caen al arroyo de las Overas y cubiertos por depósitos aborregados que corresponden a una morena de fondo confinada en una depresión de salida encajonada. En la fotografía y el panorama de la figura 3 puede verse al pie occidental del cerro Papal oculto por esta morena baja.

Existen aún otros depósitos glaciales a los que muy probablemente corresponde una edad intermedia entre la de las « morenas altas » y la de las « morenas bajas ». Se los encuentra en las cabeceras del arroyo Papal, en las rinconadas situadas al poniente del portezuelo de las

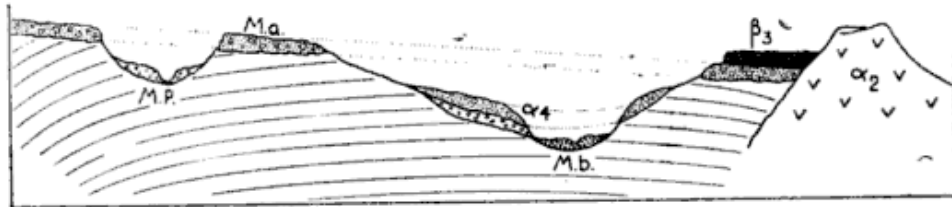


Fig. 4. — Relaciones entre los depósitos morénicos y los grupos ígneos:  $\alpha_2$ , Huincanlítico; *M. a.*, Morenas altas (Mindel); *M. P.*, Morenas del Cerro Pilar (Riss);  $\alpha_4$ , Tilhuelítico superior; *M. b.*, Morenas bajas (Würm);  $\beta_3$ , Chapualitense inferior.

Numeradas, correspondientes al flanco oriental y estribaciones del cerro Pilar. Allí es visible una « morena alta » (« *Mindel* ») recortada por valles de cierta anchura en cuyos fondos se han conservado acumulaciones morénicas más jóvenes, pero quizá anteriores a la « morena baja » del arroyo de las Overas, ya que entre aquéllas y ésta existe una apreciable diferencia de nivel en favor de las primeras, las que además parecen ser anteriores a las acumulaciones piroclásticas del *Tilhuelitense*, que ocupan cotas mucho más bajas en el valle del arroyo Papal.

De ser correctas estas suposiciones — que naturalmente exigen un estudio de campo más detenido que el efectuado en nuestra gira — tendríamos la siguiente sucesión de acontecimientos: sobre diferentes terrenos terciarios se extendieron las primeras glaciaciones, de las que sólo nos habrían quedado testigos de la segunda (« *Mindel* ») representados por la « morena alta »; se produce la efusión del *Chapualitense inferior* representada por el basalto del cerro Papal; tiene lugar una nueva glaciación (tercer = « *Riss* ») que destruye el centro efusivo chapualitense y cuyas morenas se habrían conservado en el fondo de los valles altos del cerro Pilar; durante el siguiente período interglacial se acumulan las tobas e ignimbritas del *Tilhuelitense superior*, de amplia distribución; finalmente hubo una nueva glaciación (cuarta = « *Würm* »),

representada por las « morenas bajas », que ha de haber sido más limitada que las anteriores dado el relativamente escaso grado de erosión que ostentan las acumulaciones tilhuelitenses, poco resistentes. El corte ideal de la figura 4 ilustra las relaciones de los depósitos morénicos entre sí y las vulcanitas cuartarias.

k) *Sedimentos lacustres*. — En un pequeño valle paralelo al del arroyo Durazno, entre éste y el de las Overas, afloran sedimentos lacustres muy probablemente asociados a los procesos glaciares. Se presentan con un espesor visible de unos diez metros en las barrancas verticales de un arroyuelo que nace en las vegas de más al Sur, constituídos de arenas arcillosas y arenas de color gris rosado claro, finamente estratificadas, con delgadas bandas de color gris azulado y gris oscuro. Suponemos que el pequeño lago en que se depositaron, se formó por endicamiento tras una acumulación morénica que impedía el libre acceso de las aguas al valle del Colorado.

No es visible ni el techo ni la base de estos depósitos, respectivamente cubiertos por acumulaciones de falda y mallines del fondo del valle, lo que no ha permitido establecer la relación que guardan con las tobas e ignimbritas tilhuelitenses y fijar así su edad relativa. En efecto, de ser subyacentes a las ignimbritas tilhuelitenses habría que suponer que se acumularon detrás de una morena lateral del glaciar del Colorado correspondiente a la Tercera Glaciación (« Riss ») en cuyo caso sería paralelizable al *Lujanense*. Si, en cambio, simplemente se adosasen al Tilhuelitense habría que atribuir el endicamiento que permitió su acumulación a una morena de la última glaciación (« Würm »), es decir que serían bastante más modernos y caerían ya en los tiempos post-glaciales.

#### ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE EL PAPALENSE

La constitución litológica del *Papalense*, de la que nos ocupáramos en el capítulo anterior, confiere a este grupo terciario características propias que lo distinguen netamente dentro de la sucesión de terrenos cenozoicos.

En efecto, en la literatura geológica no se halla descripta ni mencionada la existencia de acumulaciones de yeso de tal magnitud, en las formaciones terciarias de nuestro país, pues si bien en muchas de ellas se encuentran intercalaciones de cierta potencia y pureza — que incluso han sido objeto de explotación minera, — en ningún caso llegan, ni remotamente, a alcanzar el espesor que presentan en el perfil del *Papalense*, del que constituyen las dos terceras partes. Entendemos por ello que nos encontramos en presencia de un grupo nuevo, bien definido por sus características litológicas, resultado de la coincidencia de condicio-



nes estructurales y sedimentarias especiales, operantes en un área relativamente limitada.

La descripción precedente de los terrenos terciarios, aunque breve, permite reconstruir con cierta seguridad las diversas condiciones que presidieron la sedimentación de las distintas formaciones de esta edad. Así, durante el Eoceno ha debido existir una serie de cuencas playas a lo largo de una extensa faja cordillerana en las que, fuera de nuestra zona, se habían acumulado ya los depósitos marinos del Rocanense. En estas cuencas, en parte colmadas, se depositaron los sedimentos finos, margosos, arcillosos y tobáceos, parcialmente lagunares, del Eoceno, que cubrieron una vasta zona de muy escasa altura sobre el nivel del mar, sólo interrumpida por elevaciones de rocas antiguas que constituían los elementos positivos de aquel relieve llano.

Este cuadro ha de haberse mantenido hasta fines del Eoceno, en que tiene lugar la Segunda Fase del Primer Movimiento, la que no se habría hecho sentir en nuestra región, como se desprende de la falta de una discordancia angular entre el Eoceno y Agua de la Piedra. En cambio encontramos evidencias de la Subfase (o Tercera Fase) del Primer Movimiento que, como en otras zonas, produce la elevación de las primitivas áreas de aporte y se traduce en un marcado aumento del desnivel entre éstas y las, asimismo antiguas, áreas de acumulación, de manera que a ellas pueden llegar ahora los sedimentos gruesos que constituyen la potente formación del Agua de la Piedra.

Del mismo modo el estudio litológico del *Papalense* y su comparación con el *Agua de la Piedra* permite llegar a interesantes conclusiones. Ya hemos hecho mención al marcado y brusco cambio litológico que se advierte entre ambos, así como a la falta de evidencias de que entre ellos existe una discordancia, al menos de un valor angular tal que permita apreciarla en un corto trecho. No obstante nos inclinamos a considerar sus relaciones sólo como pseudoconcordantes, conclusión a la que nos lleva sobre todo, el notable cambio del tipo de sedimentos entre las últimas camadas de conglomerados gruesos del *Agua de la Piedra* y las arcillas, margas y areniscas finas de la base del *Papalense*.

Un cambio de esta índole supone una modificación fundamental de las diferencias altimétricas entre las áreas de deposición y las áreas de aporte que atribuimos a la acción de la Primera Fase del Segundo Movimiento. Pero en este caso el proceso ha sido justamente lo opuesto a lo ocurrido entre el Eoceno y el *Agua de la Piedra*, pues ahora se traduce en una disminución de los desniveles relativos, por lo que a las cuencas sólo pueden llegar sedimentos muy finos o aquellos materiales que son transportados en suspensión coloidal o en solución, o bien aquellos que aunque gruesos, como ciertas tobas y lapillos, flotan sobre las aguas.

Por eso suponemos que la Primera Fase del Segundo Movimiento produjo la elevación de la Cordillera Frontal y de la faja marginal adyacente al oeste, aunque no en grado suficiente como para transformarla en área sometida a erosión energética, sino que conservó su carácter de borde oriental, bajo, de la cuenca andina. Dicho de otra manera, la Primera Fase del Segundo Movimiento simplemente produjo de manera rápida el estado de cosas a que finalmente se hubiera llegado por la progresiva colmación de la cuenca de Agua de la Piedra y la nivelación sincrónica de las áreas de aporte.

De todas maneras, la Primera Fase del Segundo Movimiento no interrumpió el progresivo avance de los sedimentos hacia el Este, en su tendencia a extenderse cada vez más sobre el viejo núcleo de la Cordillera Frontal a medida que se colmaba la cuenca andina. Pero sí dió lugar, en cambio, a que las aguas se embalsaran contra el borde levantado de la cuenca y se formara un lago de aguas tranquilas en que se depositaron los limos margosos y los sedimentos finos, arcillosos, del *Papalense* basal, lago comparable, morfológicamente al menos, al enorme lago del Cuartario medio y superior cuyos remanentes actuales encontramos en la laguna y salitral de Llancañelo.

Más adelante, y probablemente de manera contemporánea con las efusiones del ciclo dacítico-liparítico conocido por *Domuyolitense* (Burdigalense), las aguas que llegan al lago traen una importante carga de sulfato de calcio que, juntamente con los limos traídos en suspensión, constituyen los depósitos de yeso inferiores, de regular potencia y color pardo grisáceo, debido al carácter impuro, arcilloso, de aquél. En correspondencia quizá, con una fase extrusiva más intensa del *Domuyolitense* llegan las tobas y lapillos con que termina el grupo arcilloso intermedio, y luego tiene lugar la deposición de la sección superior, más importante, de bancos gruesos de yeso puro (fig. 1).

La acumulación de estas considerables masas de sulfato de calcio constituyen un fenómeno en extremo interesante y cuya explicación debemos buscarla en condiciones especiales de índole hasta cierto punto local. Lleva a esta conclusión el carácter exclusivo del hecho en toda la sucesión terciaria. En primer lugar, la asociación de las citadas masas a depósitos continentales permite descartar un origen primario para éstas, que entonces debe residir en la destrucción de los potentes depósitos de yeso del *Auquileoense* o, menos probablemente, del *Troncosense* (« Yeso de Transición ») puestos al descubierto por la erosión.

En apoyo de esta interpretación, que quizá pudiera parecer artificiosa, debe recordarse el espesor y gran desarrollo areal que alcanza la primera de estas formaciones en este sector cordillerano, por lo que sus afloramientos habrían podido cubrir extensiones muy vastas del área que drenaba hacia nuestro lago papalense. Por otra parte, debe tenerse

presente la posibilidad de que la capacidad disolvente de las aguas se haya visto aumentada por un mayor contenido de  $\text{CO}_2$  — relacionado con el ciclo efusivo contemporáneo del *Domuyolitense* — de modo que la cantidad de sulfato de calcio aportado a la cuenca en finísima suspensión se haya visto aumentada de manera sensible por el traído en solución.

Pero aun hay que considerar otro posible factor, y no de importancia secundaria, que es el relativo a la extensión de la zona de alimentación del lago mioceno. En efecto, el emplazamiento de éste ha estado relacionado con la posición del borde elevado del núcleo viejo, el que sin duda ha debido guardar un cierto paralelismo con el trazado actual de los ramales de la Cordillera Frontal. En nuestro caso particular nos interesa el que muestra la cordillera de las Llaretas, que describe un arco con su concavidad dirigida hacia el Noroeste, y que sin duda ha constituido el borde oriental, sudoriental y austral del lago papalense. Si además, recordamos que la superficie del viejo peneplain trunca elementos progresivamente más profundos de Sur a Norte, advertimos que toda esta región ha tenido de antiguo tendencia a hundirse hacia el Sur a lo largo del frente occidental de la Cordillera Frontal, por lo que se estima sería bien probable que el área tributaria de la cubeta papalense haya tenido una extensión aproximadamente igual, si no mayor, que la del actual río Tunuyán.

En resumen, los factores decisivos que habrían hecho posible la acumulación de los depósitos yesosos del *Papalense* serían, en primer término, el embalse de las aguas contra el borde occidental de la Cordillera Frontal elevado a consecuencia de la Primera Fase del Segundo Movimiento, y luego la gran extensión de la cuenca tributaria del lago mioceno y el extraordinario desarrollo areal que pueden haber alcanzado los afloramientos del *Auquilcoense*, con el posible carácter ácido de las aguas como factor secundario.

En los esquemas seriados de la figura 5 se han tratado de representar gráficamente los acontecimientos principales ocurridos durante el Terciario en la zona comprendida entre el cordón del límite y la Cordillera Frontal, en la latitud del cerro Papal:

a) Sobre un *substratum* peneplanizado, constituido por *Choiyolitense* que cubre las rocas viejas del basamento (esquistos metamórficos, cuerpos dioríticos, etc.) que ha sufrido intrusiones de granitos, con el advenimiento del Eoceno se depositan sedimentos finos que comienzan a rellenar las cuencas situadas al poniente de la Cordillera Frontal.

b) Durante el Oligoceno, después de completado el Primer Movimiento Andino, se acumulan los sedimentos gruesos que constituyen los Estratos de *Agua de la Piedra*.

c) Se produce un ascenso general y leve perturbación del área a con-

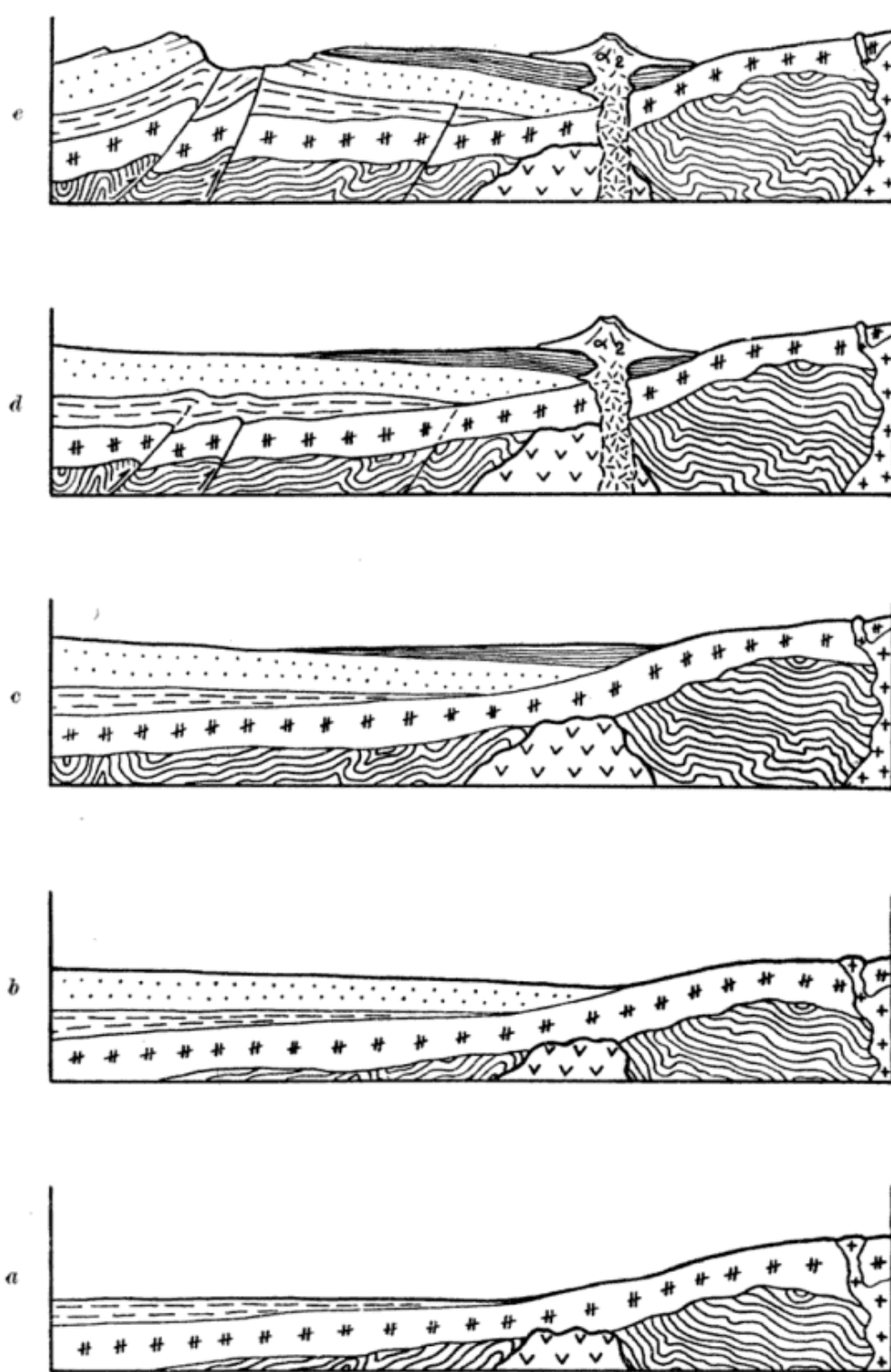


Fig. 5. — Los principales acontecimientos terciarios en la zona del Cerro Papal: *a*, en el Eoceno; *b*, en el Oligoceno; *c*, en el Mioceno inferior; *d*, limite entre Mioceno y Plioceno; *e*, en el Plioceno superior. (Véase el texto para las referencias y la explicación de los esquemas).



secuencia de la Primera Fase del Segundo Movimiento. A partir del Mioceno inferior comienza la deposición del *Papalense* en el gran lago formado contra el relieve antiguo.

d) En el límite Mioceno-Plioceno, el *Huincanlitense* edifica sus conos andesíticos y sus lavas mesosilícicas se expanden en varios puntos de la zona.

e) Al fin del Plioceno, sobre fracturas quizá esbozadas anteriormente, la Fase Principal del Tercer Movimiento produce corrimientos importantes que seccionan longitudinalmente una vasta región cordillerana. Toda el área sufre nuevos ascensos que se repetirán durante el Cuartario.

Antes de dar término a estas líneas recordaremos que también en otros puntos de la región cordillerana se formaron zonas deprimidas en las que se acumularon sedimentos que, sin llegar a ser tan notables como los del *Papalense*, guardan una cierta semejanza con ellos. Nos referimos a los *Estratos de Butaló*, facies fina, lagunar, del *Colloncureense*, en el área situada al Sur de la Sierra de la Ventana (Gran Codo del río Grande) (2, 3).

Se originó allí, aparentemente también a consecuencia de la Primera Fase del Segundo Movimiento, una cuenca playa coincidente con la extensa línea sinclinal que desde la latitud de Los Volcanes — entre la prolongación austral de la sierra de Palaoco y el río Grande — se extiende hacia el Norte, pasa por el poniente del Cajón de Molina, por el cerro Butaló, la sierra de la Ventana, transpone el río Malargüe y llega aun a reconocerse a la altura del arroyo Chacay. En esta cuenca, a continuación de un sector conglomerádico que se asienta con leve discordancia en *Agua de la Piedra*, se encuentra un conjunto bien estratificado, de color pardo amarillento, constituido por areniscas finas y arcillas, y margas de tipo lacustre, en las que se han recolectado pequeños pelecípodos, gastrópodos y algunos restos de plantas en mal estado de conservación.

No deja de llamar la atención el paralelismo que parece existir entre los *Estratos de Butaló* y el *Papalense* en lo que a condiciones ambientales y asociación a determinada fase tectónica se refiere — en cambio no en lo que respecta a su desarrollo areal y vertical y a su constitución litológica, — por lo que creemos probable que estas formaciones sean resultado de procesos sedimentarios no sólo afines, sino también contemporáneos.

**Abstract.** — The present paper deals with a Tertiary formation called *Papalense*, more than 350 meters thick, two thirds of it being massive gypsum beds, not yet described or mentioned in Argentina's geological literature.

The *Papalense Formation* outcrops over an area of less than 100 sq. kilometers located in the neighbourhood of Papal Peak and the Papal Creek valley,

at the southern headwaters of the Tunuyán River drainage system, on the High Cordillera of Mendoza Province.

This formation is not older than the Lower Miocene and probably does not reach the Vindobonian Stage (Middle Miocene), thus we refer it to the Lower Miocene (Burdigalian Stage) and we regard it in good measure synchronous with the dacitic-liparitic volcanic cycle called *Domuyolitense*.

The *Papalense* gypsum has been deposited in a Miocene lake formed against the western border of the « Cordillera Frontal », uplifted by the First Stage of the Second Andean Movement.

To this lake flowed several rivers which drained a wide region with extensive outcrops of the Auquilcoense Formation or « Main Gypsum » (Rauracian-Sequanian) and, with less areal extent, of the Troncosense gypsum (Barremian). Possibly the dissolving capacity of the waters was increased by a high tenor of dissolved CO<sub>2</sub> — related to the Domuyolitense volcanic activity — sensibly adding to the amount of gypsum carried in suspension to the lake.

On account of the scarcity of geological information concerning the High Cordillera the authors have included a brief description of the different formations outcropping in this area and of the main tectonic events which took place in same, in the belief it could be of general interest.

#### LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. BAULIES, O. L., *Levantamiento geológico de la hoja 25a « Alto Valle del Río Tunuyán » (1 : 100.000), provincia de Mendoza.* — Informe inédito a la A. G. de Y. P. F., 1952.
2. CRIADO ROQUE, P., *Consideraciones generales sobre el Terciario del Sur de la provincia de Mendoza.* — A. G. A. Rev., V, 4, 233-255, Bs. As., 1950.
3. CRIADO ROQUE, P., YRIGOYEN, M. y GIANOLINI, L., *Levantamiento geológico de la hoja 29b « Bardas Blancas » (1 : 100.000), provincia de Mendoza.* — Informe inédito a la D. G. de Y. P. F., 1950.
4. GROEBER, P., *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo.* — A. G. A. Rev., II, 2, 141-176, Bs. As., 1947.
5. — *Id. id., 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken (347-408). 4. Hojas Barda Blanca y Los Molles (409-433). Id. id., II, 4, 347-408 y 409-433, Bs. As., 1947.*
6. PADULA, E. L., *Descripción geológica de la hoja 28d « Estación Soitúé » (1 : 100.000), Dep. de San Rafael, Mendoza.* — Informe inédito a la D. G. de Y. P. F., 1949.
7. YRIGOYEN, M., *Estructura y tectónica de los alrededores del Cerro Alquitrán (Mendoza).* — Informe inédito a la A. G. de Y. P. F., 1950.

RASGOS GEOLOGICOS Y GEOMORFOLOGICOS  
DE  
LA DEPRESION DEL UCAYALI Y AMAZONAS SUPERIOR<sup>1</sup>

POR WERNER RÜEGG

RESUMEN

Se discute parte de la Cuenca Oriental Peruana situada entre el Río Ucayali y el Amazonas Superior, área que abarca 160.000 km<sup>2</sup> aproximadamente. Ésta se halla apretada entre el orógeno andino y el cratógeno brasileño y está colmada con sedimentos epicontinentales y terrestres preterciarios, terciarios y neocenoicos. Entre los últimos se distingue la formación de Iquitos-Pebas, Aguaytía y Acre-Brasil, considerándose que entre sí son homotaxiales, penesincrónicas, y que forman un manto discontinuo del Plio-Pleistoceno. También se hace hincapié a los diferentes tipos de suelos.

Luego el autor se ocupa del cuadro estructural anotando que las capas modernas son subhorizontales, existiendo una discordancia angular notable entre éstas y la Molasa abigarrada o Capas Rojas infrayacentes muy dislocadas. Se establece que la depresión longitudinal es en esencia una faja de undación activa por encontrarse en la órbita de grandes unidades de diferente grado de movilidad: las Cordilleras sedimentarias modernas al oeste, y el macizo cristalino de la Antigua Brasilia al este. Dicha depresión forma ya desde épocas remotas el teatro de un descenso constante o fosa marginal, paraandina. El mayor hundimiento constituye la cuenca de drenaje del Río Ucayali y se comprueba la existencia de una fuerte convergencia bilateral de casi todos los elementos estructurales situados al oeste y este del precipitado río, hacia la región inestable de su propia depresión. Se nota que el plegamiento quechua-subandino afectó las Capas Rojas y formaciones más viejas integralmente, evento que se prolongó durante gran parte del Plioceno. Esta orogénesis puede correlacionarse con la fase principal del tercer movimiento de P. Groeber o el plegamiento rodánico de H. Stille. Termina el autor diciendo que una fase postrera o plegamiento póstumo haya influido sobre la formación tipo Iquitos-Pebas. A este movimiento que posiblemente comenzó en el Plioceno ultramoderno y culminó a principios del Cuaternario, le siguió un proceso epirogénico en gran escala, con palpable rejuvenecimiento de la erosión, levantamiento aún en progreso.

<sup>1</sup> Disertación presentada en las Jornadas de Geografía del Perú, Lima, 1949. Con posterioridad modificada y ampliada de acuerdo con los últimos trabajos.

## RÉGIMEN HIDROLÓGICO Y CARACTERÍSTICAS FISIOGRÁFICAS

La extensa faja subandina de la Amazonía Superior o Montaña peruana está comprendida entre los paralelos 3°30' y 9°30' de latitud Sur, abarcando un área de más o menos 160.000 km<sup>2</sup> (sin incluir las cuencas del Huallaga y Marañón). En casi su totalidad está cubierta por selva espesa que arraiga en una superficie topográficamente accidentada de continuos desniveles de 50 a 150 m. En total, es una región a menudo cortada por surcos y desfiladeros barrancosos, interceptada por grandes ríos, múltiples quebradas y riachuelos cuyo origen es aún desconocido. Sobresalen de esta cubeta, aparentemente plana, unos cordones, lomas o cerros aislados, últimos sobrantes de las cadenas y estribaciones más orientales ya fuertemente allanadas, típicas montañas y monadnocks.

La mencionada extensión de 160.000 km<sup>2</sup> engloba terrenos de muy diferentes características, cuyos tipos principales son los siguientes :

- 1° áreas relativamente elevadas, no sometidas a inundaciones, cerca o retiradas de las grandes vías fluviales ; comprende aproximadamente el 65 % y son las llamadas tierras firmes o « restingas » ; son el único elemento de relieve positivo.
- 2° áreas anegadas periódicamente ; sólo durante las crecientes o endicamientos de los ríos ; 20 a 30 %, denominadas bajiales o terrenos « alagadizos ».
- 3° áreas ocupadas por las corrientes de agua, lagunas, ciénagas y otros bajíos perennes ; 5 a 10 %.

Contemplando la posición geográfica de este vasto territorio, el clima es mayormente tropical sin embargo, no del todo malsano como siempre se postula. La producción corresponde normalmente a materias propias de zonas similares, y en efecto, el gran número y variedad de sus productos es índice tangible de su posible potencialidad. Éstos tienen amplia demanda, pero las condiciones provechosas para su mercado y extracción inmediata e intensiva siguen aguardando un plan sistemático de explotación hábilmente organizado. En cuanto al factor cardinal, suelo, lo trataremos más adelante.

El panorama que ofrece el conjunto hidrográfico del Amazonas Superior con sus tres más destacados afluentes Ucayali, Huallaga y Marañón, si bien de una enorme complejidad, se parece a un gigantesco sistema de drenaje natural que durante los cambios de crecientes y vaciantes se regulariza conforme a la fuente y cantidad de agua, la enorme distancia y poca altura sobre el nivel del mar. Es evidente que el escenario geológico-meteorológico del hinterland juega el rol preponderante con respecto al caudal total, pero desgraciadamente no podemos





la depresión terciaria subandina. Sus rocas, las Capas Rojas y series más antiguas, llegaron a ser removidas parcialmente, formándose sobre sus estructuras parcialmente truncadas una *semiplanicie hasta llanura uniforme, sin mayor relieve*, que ha sido recubierta en muchos lugares por sedimentos de agua dulce del Plioceno y Cuaternario.

Examinando hoy día en particular el área del Río Ucayali, se comprueba que el dilatado territorio de su cuenca ha perdido gran parte de este manto sedimentario-aluvial que con notable discordancia se había asentado durante las últimas épocas. Las enormes masas de agua parecen divagar y serpentear en el inmenso sector, a través de una red sinuosa de recodos, canales y lagunas, en presumible busca de su equilibrio final.

Esta fase evolutiva empero, no llegó a alcanzar o guardar su culminación y forma acabada de una penillanura duradera, sino que quedó interceptada, aparentemente desde hace poco, por *movimientos verticales que causan un muy visible rejuvenecimiento y reanimación de la erosión con disposición significativa de acortar los talwegs*. Así, el Ucayali está en plena pujanza para recobrar fuerza, velocidad y enderezar su trayectoria. Esta nueva actividad habrá de traer cambios ulteriores a realizarse en la Selva peruana, y tanto el Ucayali como el mismo Amazonas Superior corregirán sus cauces, recortando vueltas y meandros con el desplazamiento paulatino e inevitable hacia el Este. Resulta entonces que *la supuesta planicie madura ucayalense-amazónica, no es en la actualidad una llanura de acumulación sino, al contrario, una peneplain ascensional en pleno desarrollo*.

#### RASGOS MORFOLÓGICO-ESTRATIGRÁFICOS

La hoya amazónica, de configuración aparentemente plana y hasta uniforme, se encuentra encajada entre el sistema plegado cordillerano y el tablero cristalino brasileño, cuyas rocas y estructuras se hunden debajo de series epicontinentales y terrestres de variada edad preterciaria y terciaria y de aluviones del Neocenoico.

De esta extensa zona subandina emergen cordilleras y estribaciones alargadas y alturas más o menos solitarias, que desde el borde interior de los Andes se internan hacia el antepaís, constituyendo aquí los sobrantes de líneas estructurales y altos tectónicos. Se elevan hasta varios centenares de metros sobre las llamadas « planicies », que se asemejan a inmensos llanos selváticos, en realidad formados por un laberinto de salientes, filos y mesetas separadas profundamente, recordadas por innumerables zanjas, surcos y cañadones erosionales, por lagunas o cochas, fangos y trechos alagadizos.

Las aludidas mesetas, tales como se manifiestan en el Pachitea, Aguaytía, Pisqui, al este de Requena, Alto Tapiche, en el mismo Iquitos y en tantos otros lugares, se parecen mucho a tablados subhorizontales, apenas recientemente tallados. Ellas son remanentes de sedimentos supraterciarios-cuaternarios de variado espesor, y consisten de acarreo y escombros acumulados en cubetas de aguas someras, preferentemente dulces, verosíblemente intercomunicadas por una red de ríos, lagos y pantanales, que se hallaban rodeadas por abanicos de deyección y estepas y bosques semitropicales. Este tipo de ambiente queda corroborado por la abundante fauna de moluscos y vertebrados-mamíferos, que nos ha suministrado amplios conocimientos sobre los habitantes del medio acuático y terrestre en el período plio-pleistocénico en aguas dulces (-salobres) y sabanas áridas, respectivamente.

La distribución y extensión de aquellas depresiones, la fuente de sus materiales clásticos, y demás habitat, lógicamente dependían de la posición de los bloques móviles que componen esta parte del foreland y del relieve en plena denudación en la época subsiguiente a la fase mayor pliocénica del plegamiento quechua-subandino. Así también varía su potencia, que en algunas cubetas pedemontanas es ciertamente importante, mientras que disminuye en el borde y área del escudo cristalino, donde ocupa solamente sus mayores bajíos <sup>1</sup>.

Como se ha hecho hincapie en el prólogo, trataremos principalmente las apariencias superficiales del sector situado entre el Río Ucayali y Alto Amazonas, es decir, el área comprendida entre Pucalpa, Requena, Iquitos, Bajo Río Napo y Pebas. Describiremos las series aflorantes especialmente en Iquitos y Pebas por exhibir las secuencias mejor exploradas de la cubierta de los terrenos bajo estudio.

El puerto de Iquitos se halla a una altura de solo algo más de 110 m sobre el nivel del mar, y en línea recta dista del Atlántico más de

<sup>1</sup> Es de subrayar que observaciones morfológico-estratigráficas locales y regionales podrían elucidar más acerca de los ciclos y cambios ablativo-erosionales y estacionales que en el pasado intervinieron en la evolución de la cubierta superficial del Perú oriental. Por cierto, no se tratará únicamente de acontecimientos exógenos sino también de procesos endógenos, que han participado y marcado el ritmo del desarrollo supracortical. Y como se alternaban períodos de plegamiento, episódicos en su transcurso pero de largo desenvolvimiento embrional, con períodos de undación lentos y amplios (undación = *Undation*, alemán, proceso secular epirogénico), es imaginable que en la Amazonía se pueda llegar a distinguir los mismos períodos, ciclos y fases mediante el estudio de las formas especialmente morfológico-estructurales, e. g. los movimientos orogénicos y epirogénicos habrán dejado sus estampas de relieve en facciones morfogénicas correspondientes. Sin embargo, para descifrar estos sucesos es preciso efectuar investigaciones minuciosas, si es que las huellas y testigos aún preservados son suficientes; y cabe reconocer que no será fácil concordar las diferentes formas y tipos con los distintos movimientos y así establecer una división pertinente y posición cronológica exacta.

2500 km. Esto quiere decir que el Amazonas, que mide con meandros y divagaciones más de 3000 km hasta su desembocadura, tiene un gradiente minúsculo de apenas 4 cm/km, por lo que se explican los embalsamientos y colosales inundaciones resultantes en los meses de máximas lluvias y en tiempos de repuntes ocasionales <sup>1</sup>.

La formación expuesta en Iquitos y a lo largo de los ribazos de la misma campiña tiene sólo modesto desarrollo y se destaca por sus contornos pobres, monótonos y regulares. Afloran únicamente unos cuantos horizontes, pero los sondeos de exploración practicados en busca de agua potable y de subsuelo propicio para instalaciones portuarias dieron a conocer una sección adicional, totalizando la serie aproximadamente 60 m de espesor, cuyos perfiles detallados ya han sido publicados en un estudio anterior (W. Rüegg y A. Rosenzweig, 1949).

Estos sedimentos presentan en su techo un manto de cienos grisáceos y muy a menudo de arcillas arenosas de tinte ligeramente rojizo a gris bandeado, resultado de la lateritización, transformación de materias orgánicas en complejos húmicos coloidales y la subsecuente reducción a un suelo pálido. En algunos lugares la superficie consta de una capa vegetal o de humus que alcanza usualmente muy poca potencia, ya que la alta temperatura y humedad provocan una descomposición demasiado rápida y el traslado casi completo por las lluvias frecuentemente torrenciales, que según datos pluviométricos pueden alcanzar cerca de medio millón de toneladas en un solo aguacero de 7 horas caídas sobre la población (E. Delboy, 1950).

Debajo de estos materiales siguen predominantemente arcillas, azules y parduscas, en alternancia, transitando a arcillas arenosas y carbonosas. Contiene la sección además intercalaciones de limolitas carboníferas, lignitos con la textura de madera aun bien preservada y una que otra capa de arena blanquizca — la más alta constituye la napa freática — y aisladamente un banco de caliza muy impura de estructura fina. Toda la pila sedimentaria está bien estratificada, pero evidencia marcado entrecruzamiento y discontinuidades debido a un medio fluctuante subaéreo-subacuático de deslave, remoción y retrabajo con la resultante lenticularidad, interdigitación y omisión.

Prevalece el elemento pelítico, poco clarificado, donde abundan

<sup>1</sup> Como ya se citó en otro trabajo, las crecientes se producen durante los primeros cuatro meses del año y los estiajes, según un cómputo nuevo, entre los meses junio y noviembre. Esto, lógicamente, no quiere decir que estas marcas coinciden con los meses de lluvias máximas y mínimas en Iquitos o en la inmensa cuenca colectora de la Alta Amazonía, ya que por el contrario el tiempo lluvioso y el relativamente seco se adelantan en casi toda la Selva peruana de unas cuatro a diez semanas a los meses de crecientes y vaciones observadas en Iquitos. Cabe mencionar que la campiña de Iquitos, Río Napo y Pebas cuenta entre las regiones más pluviosas del Perú, cuya precipitación promedia anual es mayor de 3000 mm.

aglomerados y brechas de moluscos principalmente (L. de Greve, 1938, etc.). Además, todo el conjunto señala muy suaves inflexiones y accidentes radiales. Raramente ocurren rodados pequeños cuya presencia indica episodios o escalonamientos más impetuosos del tipo acarreo y deposición en esta zona extraserrana. Aquí, como en todas las comarcas del extremo nororiental loreitano, donde asoma una muy parecida formación, se desconoce el yacente y respectivo substratum.

Estas parecidas series aflorantes en el Bajo Río Napo, en San Pablo-Pijuayal y Pichana (Pebas) muestran en términos medios, en su parte inferior, unos 2 a 4 m de arcillas oscuras verdiazules colmadas de moluscos y restos de plantas carbonosas que suelen pasar a un verdadero lignito de 15 a 30 cm de potencia. Siguen 1 a 5 m de arena fina, de color gris-blanco que frecuentemente se encuentra en transición con limolita, arcilla brechoide conchilífera o arcilla carbonácea. Este estrato es a la vez conductor de agua. Se suman hacia la pendiente unos 2 a 8 m de materiales ferruginosos a menudo concrecionarios de lodolitas y arcillitas, siempre algo fosilíferos, y que en ciertos perfiles están reemplazados por arcillas pardo-verdosas, a las que siguen en su mero techo limos aluviales que localmente pueden alcanzar de uno a tres metros de grosor. Falta la laterita, que en la cuenca del Río Ucayali constituye parte de la cobertura. Por lo regular se nota muy poca consolidación, pero una clara textura y una muy ligera combadura de casi todas las capas, con alabeos de 2 a 4 grados comúnmente.

Por la semejanza del habitat en general que ofrecen estas secciones del Alto Amazonas, concluimos que es probable que se trate de series más o menos contemporáneas acumuladas bajo condiciones muy similares en una artesa somera de extensión bastante regional.

Debe descartarse el concepto de que estas acumulaciones son marinas-estuarinas y que el Atlántico habría bañado este sector [(Fr. Katzer (11)], ya que la actual distancia desde esta parte de Loreto con aquel mar y la falta total de sedimentos marinos terciarios y más recientes, en la Amazonía Inferior contradicen semejante doctrina (H. von Ihering (9); L. G. Weeks (24) y otros). Sin embargo persiste siempre alguna incógnita, muy en lo especial por la afinidad abogada, sea marina o de agua salobre que ostenta cierta fauna encontrada en la formación de Iquitos-Pebas, circunstancia que nos induce suponer que quizás podría haber existido una conexión o ramificación, por cierto intrincada, de esta cubeta intracontinental con el Mar de La Plata o el Mar Caribe <sup>1</sup>.

<sup>1</sup> En momentos de publicarse nuestro estudio recibimos el interesante trabajo de R. F. Rutsch (20), en donde se afirma que cierta especie del género *Pachydon* Gabb, *Anisothyris carinata*, se ha encontrado por primera vez fuera de la región supraamazónica, en diferentes Estados del Norte de Venezuela, procediendo los mejores hallazgos de la Formación La Puerta, Zulía, considerada del Mioceno Superior, de

Pertenece la formación de Iquitos-Pebas, como las bastante parecidas de Aguaytía-Ucayali, Aquidaban-Brasil, etc., a una época definitivamente moderna, pero la inseguridad acerca de ciertas formas y asociaciones de la fauna impide referirla con la evidencia deseable en la exacta posición dentro de la escala estratigráfico-cronológica general. Nosotros le asignamos una *edad plio-pleistocénica, o sea en su mayoría del Neógeno, con niveles del Cuaternario. De esto se infiere un paulatino pasaje probable del Terciario Superior al Cuaternario-Diluvio.* A pesar de la disconformidad de las secciones expuestas en las distintas regiones de la Alta Amazonía, rasgo bien propio de un área eminentemente continental y denudada, la aparición de formaciones tan semejantes, tanto en litología como conducción fosilífera, es originalísima. *Lógicamente las series individuales son afines entre sí y deben considerarse como penesinerónicas.*

En ciertas partes de la cuenca del Medio y Alto Ucayali, en los Ríos Pachitea, Aguaytía y Pisqui, pues en sectores mucho más cercanos a las grandes vertientes y espolones andinos, los retazos neógeno-cuaternarios incluyen bancos conglomerádicos, arenas gruesas muy a menudo con estratificación diagonal manifiesta, ocasionalmente compactados con limonita y cemento calcáreo. También afloran arcillas arenosas o algo carbonáceas, laminares que pasan a arcillo-lutitas veteadas con capas de limo compactado. En unos perfiles y barrancos que pueden medir desde unos metros hasta ochenta metros de potencia, se hallan capas y lentes de brechas compuestas de caparzones formando verdaderas lumaquelas, mientras que en otros niveles se apiñan plantas fósiles bien conservadas pero muy deleznable, que pueden pertenecer al Mioceno Superior o Plio-Pleistoceno por ser formas de larga distribución vertical. Predominan en estas sucesiones los componentes micro- y macroclásticos y los colores son por regla general bastante claros, a saber: castaños, amarillentos, grises.

Como rasgo singular de estos estratos cabe señalar cierta anomalía sedimentaria, es decir la presencia de bruscos acuñaamientos. Se explican tales modificaciones como producidas por aportes considerables, episódicos y usualmente locales, de material, durante las estaciones lluviosas y períodos de mayor acumulación. El resultado de estos procesos se puede registrar en cubetas situadas presumiblemente en la inmediata vecindad del área de desgaste, constituyendo diastemas, pues ocurrencias intraformacionales del tipo facies piedemontana. Las secuencias de esta parte del Perú oriental reposan frecuentemente bajo un manto de arenas

carácter agua salobre. Con ésto se tiende comprobar un enlace entre el Alto Amazonas y el Mar Caribe. Signe acertando el autor que la separación definitiva entre ambas cuencas debe haberse efectuado después del levantamiento principal andino, pues en época post-supramiocénica. Con ésto quedan corroborados muchos de nuestros conceptos emitidos acerca de los sedimentos modernos de Iquitos-Pebas.



sueltas, arcillas fofas, gravillas y ripios del aluvionamiento subreciente-reciente y que forman terrazas transgresivas.

Ahora, con respecto al encubrimiento de grandes partes del territorio subandino peruano por formaciones más viejas, en lo particular por la potente Molasa abigarrada o Capas Rojas terciarias, queremos referirnos a la literatura existente; aun más, como la distribución de estas series es poco considerable en la cobertura de la región que especialmente nos interesa.

Sólo nos resta hablar de aquellos materiales superficiales que en vista de su vasta ocurrencia areal e importancia vital, deben ocupar un lugar preferencial en todos los trabajos que en general tratan de los múltiples aspectos agropecuarios y económicos del Perú oriental. Queremos entonces dedicarnos a un *breve examen de los suelos*, ya que son precisamente ellos los que forman la casi totalidad de la cobertura propiamente dicha, mientras que las series individuales descritas anteriormente, sólo aparecen descansando debajo de la regolita, la cual comprende en su manto todos los productos de la denudación, descomposición y desintegración subaéreas.

Desgraciadamente la lucha por la preservación de los suelos no se ha iniciado aún, y la transformación y erosión descontrolada siguen contribuyendo al empobrecimiento y desgaste del terreno en forma dramática, de suerte que su evolución disminuye y destruye irreparablemente grandes sectores que bien podrían ser conservados para fines productivos.

Faltan hasta la fecha también estudios pedológico-edafológicos sistemáticos, únicas fuentes de proporcionar las características del suelo con que adaptar normas y justipreciar métodos de la intervención del hombre en función de su vinculación con la tierra.

Este estado drástico y clamoroso de cosas, ya llamó la atención a varios autores y lo evocamos otra vez, porque consideramos deber sumo de la ciencia canalizar las observaciones y deducciones a fines hábiles de la economía y del progreso de la humanidad. Aunque por un momento divagamos en el campo de la aplicación científica, sin embargo obedecemos al deseo de servir al hombre y a la comunidad, fomentando sobre una base erudita honesta y rigurosa el incremento del mejoramiento y bienestar. Lo que hoy parece atrevido y difícil es a veces sólo una demostración de falta de coraje y visión. Siempre existe conservadorismo y reserva por factores de la conveniencia; es un ejemplo, lo que se estima de apremiante aplicación del capital. ¡No hay duda que lo científico postula la acción justa y racional de los hombres y Gobiernos! Escribe con tanto acierto don Rey Vercesi (15): «La ciencia moderna, ha sido aplicada principalmente a la elaboración de productos terminados a partir de materias primas. Necesita también ser aplicada a la conservación de los materiales y de la energía, y a su distribución. Ningún

programa serio de uso y manejo de la tierra es posible fuera de estas bases, las que comprenden el estudio de los procesos fisiográficos, climáticos, de desarrollo del suelo, la estabilización biológica y el ciclo del agua. Con ello se puede determinar el potencial biológico de un paisaje determinado y si éste se pierde o se mantiene bajo el impacto de una forma de cultivo humano particular ».

La clasificación de los suelos existentes en los sectores por nosotros examinados, da *grosso modo*, el siguiente cuadro: a) Suelos zonales húmedos, especialmente lateríticos; b) suelos azonales, principalmente aluviales, y c) suelos intrazonales, mayormente pantanosos. Fundamental resulta para conocer la naturaleza y características de estos suelos, su perfil, pues importa la sección vertical desde la superficie hasta la zona menos edafizada o roca subyacente, inalterada. Sólo mediante este perfil podemos apreciar la potencia, estructura, constitución fisico-química, secuencia y diferenciación de las capas y su valor económico.

El primero de los grupos mencionados arriba abarca los suelos pardo-amarillentos a rojizos del tipo laterita o semilaterita que generalmente ofrecen un perfil algo completo, maduro. Por su origen geológico y génesis bajo el predominio de un clima bastante uniforme y continuo y que influyó durante un tiempo considerable, éstos muestran propiedades particulares y una distribución amplia, zonal. Muy aproximadamente pueden representar 80 % y hasta mucho más de todos los terrenos de esta parte del Perú amazónico. Constituyen suelos de fuerte degradación, sedimentarios-residuales.

Sin querer formular conclusiones definitivas, ya que escasean trabajos y análisis al respecto, aventuramos la opinión que este grupo de suelos, para adaptarlo a la producción, es de poca capacidad total de canje y sustitución, lo que se explica por un reducido contenido de materia orgánica y calidades propias de las arcillas de hidróxidos (pérdida casi completa de sílice y acumulación desmedida de sesquióxidos al intensificarse la edafización). Estas tierras son además muy pobres o agotadas en bases reemplazable-intercambiables, y en sustancias nutritivas asimilables en general. Según el subtipo o fase de este suelo acusa moderada hasta fuerte acidez, de suerte que el Ph puede llegar a valores inferiores de 5. También es natural que conforme a las gradaciones climáticas<sup>1</sup> y como una consecuencia lógica del grado diferente del proceso de lateri-

<sup>1</sup> La isoterma general para la llanura del Ucayali y Amazonas Superior es cerca de 28 grados. El promedio mínimo de la temperatura es de 20° a 21°C, y el promedio máximo de 35,4° a 36,5°C. En la campiña de Iquitos se han registrado temperaturas mínimas de 18,5° y temperaturas máximas de 40°C. La humedad es excesiva y el promedio relativo para gran parte de Loreto pasa los 84 % y en Iquitos y Bajo Río Napo es superior a los 88 %. Con esto los suelos están constantemente más o menos húmedos y su resistencia por lo tanto muy limitada,  $\pm 1 \text{ km/cm}^2$ .

zación deben existir transiciones y cambios en los perfiles regionales. Sucede entonces que un suelo no es esencialmente laterítico sino quizás podsólico, lo que a veces es hasta difícil asegurar. En resumen, estas tierras representan un nivel de fertilidad pobrísimo y con el primer cultivo pierden rápidamente su productividad, a menos que se las corrija mediante una intensa fertilización, conveniente sembrío, control de la erosión y precauciones constantes.

El segundo grupo comprende los suelos azonales, formados por la meteorización de otros terrenos, de su deslave y arrastre por los ríos, y que se han sedimentado por el aluvionamiento reciente. Sus secciones son por lo regular sin caracteres propios, ya que los agentes constructivos no han tenido el tiempo de desarrollar un perfil adecuado. Estos materiales se extienden a lo largo de los ríos, quebradas, etc., en donde suelen ocupar hasta grandes anchuras de acuerdo con el relieve y la marcha de la denudación y allanamiento generales. Estimamos que cubren unos 10 a 14 % del área bajo discusión.

Son en su mayoría arenoarcillas, pero ocurren frecuentemente mantos de arcillas, limos y arenas netos, todos productos aluviales y coluviales. Por sus componentes genuinos, relativamente ricos en materias húmicas, ofrecen un buen soporte para la vegetación y su capacidad productiva es comparada favorablemente con la de los mejores suelos del continente.

En el tercer grupo, asignamos los suelos intrazonales que por sus caracteres locales y extensión restringida, 1 a 3 % de la totalidad del territorio considerado, tienen muy poca importancia. Son corrientemente suelos pantanosos, de mal drenaje, o a lo sumo suelos podsólicos pardogrisés. Muestran en general perfiles bien definidos pero sus zonas están fuertemente agotadas y son ácidas, destacándose por la poca concentración de sales solubles y de carbonato de calcio y frecuente alta saturación de hierro y aluminio, lo que baja su valor agrícola a un mínimo <sup>1</sup>.

#### CUADRO DE LA UNIDAD ESTRUCTURAL

Es común notar a primera vista que todos los sedimentos del Neógeno-Cuaternario de la Selva peruana ofrecen la impresión de una secuencia depositada en el pretérito más reciente y que aflora en aparente posición horizontal. Pero observaciones más cuidadosas muestran positivamente que estas secciones y estratos individuales no son arbitrariamente « horizontales » sino que poseen una muy definida conformación. Es así

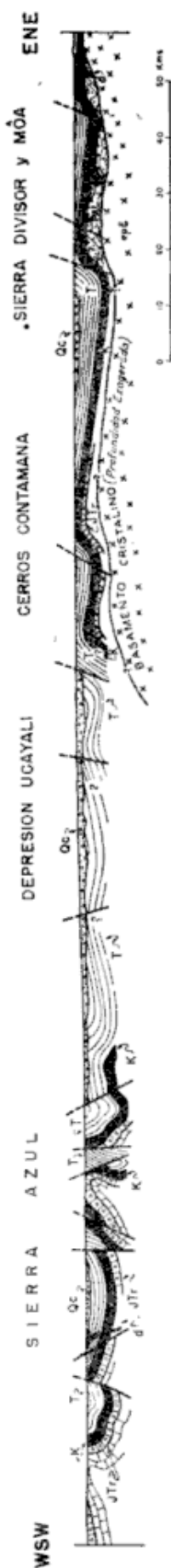
<sup>1</sup> No nos fué dable consultar el *Estudio de los suelos de Tingo María y comparación con otros suelos de la Selva peruana*, tesis de J. del C. Muro, Esc. Nac. Agric., Lima, 1951, que debería contener datos utilísimos en cuanto a estos suelos se refiere.

que la serie expuesta en Iquitos y en el Bajo Río Napo, por ejemplo, tiene una corrida promedial de sudoeste a noreste con inclinaciones de 1° a 4° generalmente hacia el noroeste, existiendo localmente mayores pendientes. Este hecho puede indicar: *a*) que las precitadas inclinaciones sólo significan el buzamiento deposicional o la gradiente original (*initial dip*) o *b*) que se trata de un ligero arqueo o plegamiento regional.

Opinamos que los mayores gradientes, a saber de 6°, 8° o más grados y las fallas menores, deben atribuirse a los efectos de derrumbes, solifluxión y consiguientes asentamientos y arrastres frecuentes en todo el Oriente; estos rasgos son entonces totalmente atectónicos. En cambio, las ondulaciones e inflexiones con pendientes menores a los 5°, junto con ciertas fallas mayores con saltos de hasta un metro, las consideramos relacionadas con sucesos endógenos y por tanto son accidentes tectónicos. Éstos pueden conectarse, como veremos luego, con el hecho de que *en la Amazonía Superior prosiguen hasta hoy día los movimientos basculares que obedecen a un mecanismo por lo regular pausado y lento y cuyo origen se debe a diferentes factores.*

Cabe recalcar en esta conexión que la región bajo discusión no es asísmica como generalmente se supone, sino que aún persiste cierto grado de sismicidad, de suerte que ocurren remezones y sacudidas hasta en el lado oriental del Río Ucayali y en el mismo Iquitos. Al hacer la interpretación de estos sismos, se colige que se trata principalmente de movimientos terráqueos con foco en la región cordillerana, pero que también los hay que se vinculan con temblores locales de la Alta Amazonía, del grado III y IV de la Escala Mercalli. Es lógico admitir que tales movimientos sucedieron aun con mayor intensidad en el pasado.

Esta singularidad es bastante sorprendente y aun más al constatar que esta zona siempre formó parte del tablero continental de la Antigua Brasilia, considerada como una masa firme y sin plegar desde eras atrás, o sea un cratógeno dominante. Sin duda alguna, aquí nos hallamos lejos del eje orogénico andino, muy en el borde exterior de los plegamientos precedentes; sin embargo estamos en una *faja de undación activa, como acontece en los límites de grandes unidades de diferente grado de morilidad.* En verdad, la zona en discusión se encuentra cabalmente entre el núcleo cristalino brasileño y el sistema de cordilleras sedimentarias plegadas, y como región intermedia constituye ya desde hace épocas el escenario de un hundimiento continuo o fosa marginal, paraandina. Coadyuvó en la génesis de este descenso la fusión y digestión de material de roca y magma y el flujo y tracción del mismo hacia y debajo del orógeno ascendente en el oeste; y a medida que continuó el hundimiento gradual o rítmico de la depresión, se acumuló en ella apreciable cantidad de productos de la denudación de las primitivas hondonadas axiales y valles



Perfil Transversal Compuesto Esquemático: Qc, Cuaternario continental; T, Terciario indiviso; K, Cretácico indiviso; Areniscas de Azúcar, Chonta y Agua Caliente (sensu lato); JTr, Jurásico y Triásico, indivisos; Boquerón I y II (Chapiza y Santiago); P.A.L., Paleozoico Indiviso, Uraliano; Itaituba, etc.; epE, Pre-Cámbrico; Complejo cristalino brasileño; d, diques intrusivos y extrusivos.

transversales del borderland, perfeccionándose así la disposición embrional de las cadenas y pliegues más modernos.

Son precisamente la *línea del Río Ucayali y su cuenca las que demarcan el área de mayor depresión*. Este hecho, aparte de los rasgos especiales de la facies y potencia de ciertas series, queda ilustrado por las particularidades tectónicas de la aludida zona, pues tenemos al W del Ucayali, en los espolones de la Cordillera Oriental, Sierra Azul, Boquerón, etc., estructuras estrechas caracterizadas por volcaduras, fallas de compresión y flancos orientales generalmente muy empujados, hasta ladeados, cuyo origen es una *fuerte convergencia* (Vergenz) de los pliegues del oeste hacia el este. Al E del Ucayali sucede algo opuesto, ya que los anticlinales y domos con arrumbamientos de sudeste a noroeste son pliegues asimétricos con caídas suaves en los amplios flancos orientales (Contamana 2°-14°; Móa 8°-15°), mientras que los occidentales son relativamente cortos y de inclinación acentuada (Contamana 20°-50°, con máximos hasta de 64°; Móa 15°-35°). Además, ciertos tipos de dislocación han provocado desplazamientos escalonados de los pliegues anticlinales de E a W. *En suma, presenciamos una convergencia bilateral de casi todos los elementos estructurales hacia la región inestable de la aludida depresión* (véase perfil).

Esta tendencia es menos intensa en la margen oriental del Ucayali, donde la vieja masa brasileña logró frenar el empuje y presión de los pliegues de oeste a este. Aquí los anticlinales presentan solamente ligeros fruncimientos superficiales, cabalgando en áreas del shelf, pero parecen estar recaídos en dirección a la fosa por fenómenos de estiramiento, arrastre y asentamiento recurrentes. El cuadro descrito en este lado del río debe también estar vinculado con la pendiente o encorvadura de la antigua superficie del escudo, o sea con un aumento de su declive y demás rugosidades. Un parecido habitat de una tectónica de suma tensión y desg-



rramiento se conoce también en el Oriente venezolano, al norte del Orinoco, habiéndose confirmado allí análogas relaciones, al comprobar numerosas estructuras en múltiples perforaciones que han alcanzado el propio macizo basal guayano.

La apreciación de estos datos con respecto a las dislocaciones constatadas en las formaciones modernas del Perú Oriental enunciadas más adelante, hace posible explicar qué cantidad de fallas mayores debe relacionarse con undaciones aceleradas — sismos tectónicos — y que la ligera combadura de los estratos en referencia debe resultar tanto de distorsiones concomitantes como de una repetición póstuma del plegamiento principal anterior.

Ahora, al estudiar los afloramientos oportunamente dispuestos en los sectores del Medio y Alto Ucayali y Huallaga es corriente apreciar que el muro y contacto de la formación supraterciaria-cuaternaria con el grupo infrayacente Capas Rojas es una *perfecta discordancia angular*. Estas últimas muestran en todas las secuencias, una marcada surrección debida a un plegamiento usualmente trascendente, con fuertes erguimientos, torceduras y fracturamientos que se manifiestan en forma espectacular. De esto se colige que en las postrimerías del Terciario la vertiente oriental del sistema cordillerano, así como gran extensión del antepaís amazónico, fueron afectados por un *plegamiento muy importante, último eslabón de una serie evolutiva orogenética, el cual al mirar hacia la antefosa más oriental, elevó toda el área de la Molasa subandina o Capas Rojas, deformando todas sus series, los red beds y brown beds sin distinción. En vista de que este movimiento es claramente reconocible en los Andes peruanos, se le puede identificar con el plegamiento quichuano de Steinmann, o quechua-subandino del autor, término que se impone porque de todas las distintas orogénesis o fases andídicas cardinales que afectaron el vasto arco de las Cordilleras, esta última es la única que jamás ha implicado el espacio subandino en forma integral.*

Considerando características estratigráfico-magmatológicas, locales y regionales, tales como el emplazamiento de rocas plutónicas (sinorogénicas) y efusivas (de volcanismo subsecuente) en sectores del Río Marañón, Sierra Azul, etc., el hallazgo de faunas determinativas muy en el techo de las Capas Rojas en la cuenca del Río Ucayali, y otros rasgos particulares presentes en el vasto terreno de nuestra consideración [W. Rüegg y D. Fyfe (18)], llegamos a la conclusión: 1) *que el acto culminante de esta fase neoandídica ocurrió en el Plioceno Inferior-Medio*; 2) *que ésta, dada la amplia distribución areal de los sedimentos involucrados, no alcanzó todo el potente grupo simultáneamente, o en el intervalo indicado*; y 3) *que en determinadas regiones (Alto Ucayali, Bajo Urubamba) parece concluirse en el Plioceno Moderno.*

Este paroxismo puede correlacionarse con la « fase principal del ter-

cer movimiento» de P. Groeber o con el plegamiento rodánico de H. Stille. Es muy aparente que comprende una serie de «actos» y que éstos en su totalidad marcan un evento prolongado.

Cabe recordar que el mencionado movimiento ha sido confundido frecuentemente con otro diastrofismo intraterciario: el incaico, del post-Eoceno y pre-Mioceno, que convulsionó vigorosamente grandes partes de los Andes Centrales; empero, por el paralelismo y continuidad de las Capas Rojas examinadas en esta parte de la Selva peruana conjeturamos que en áreas subandinas no hubo tal movimiento o que la orogénesis quechua-subandina ha borrado las apariencias de las fases diastroficas que le precedieron.

Como se ha dicho más arriba, la formación moderna del tipo Iquitos, Aguaytía, etc., aflora en forma prácticamente horizontal o subhorizontal, y donde es dable observar su yacente, reposa discordantemente encima de los estratos rojos, fuertemente torcidos. Este hecho comprueba que no tomó parte en el impetuoso plegamiento quechua-subandino de los red beds y que es de edad más reciente que éstos. El cambio notable, tanto en rumbo como buzamiento, aparte de la litología completamente diferente y la presencia de planos de erosión, implican de por sí una supresión estratigráfica, es decir un hiato más o menos largo entre las mencionadas Capas Rojas y su cobertura. Además, las evidencias en casi todas las secciones modernas estudiadas: inclinación muy suave y dobladuras ligerísimas, inducen a creer que *sólo una fase postrera o plegamiento póstumo haya influido sobre el manto superficial del Perú Oriental. A este movimiento, que comenzó quizás en el Plioceno ultramoderno y culminó a principios del Cuaternario, le siguió un proceso epirogénico que aún perdura.*

Hay que suponer que los movimientos postquechua en las Cordilleras, con sus notables ascensos episódicos y reposos prolongados, habrán encontrado en la Amazonía un contrabalanceo o undación sincrónica correspondiente, que en primer término originara sumersiones parciales, que a su vez habrán constituido las áreas de recepción propicias para los sedimentos pedemontanos y del antepaís en pleno desgaste. Este es el ambiente y relieve en la cuenca superior amazónica donde se acumularon las series de Aguaytía, Iquitos, Pebas, etc., y del territorio limítrofe de Acre-Brasil, a saber en las cabeceras de los Ríos Juruá y Purús, en las postrimerías del Terciario y comienzo del Holoceno. Por lo que resulta de la litofacies y conducción fosilífera de *estos sedimentos debemos considerarlos correlativos y homotaxiales del ciclo deposicional más moderno, asentados al ritmo de movimientos acompañados.*

Es verosímil que ya en aquel tiempo debe haber existido un sistema apropiado de desagüe y que las principales vías fluviales actuales se encuentran aproximadamente en los mismos lechos de entonces, a los cuales se han superimpuesto.

Hoy en día, particularmente durante las estaciones de lluvias con sus colosales avenidas e inundaciones, una parte considerable del Oriente peruano se convierte en una compleja red de lagunas e inmensos lagos y todo este espacioso país parece en vías de una inmersión global. Sin embargo, nuestros estudios evidencian en forma inconfundible que *algunas áreas están en paulatino levantamiento, pues al examinar la marcha de la erosión vigente se pueden apreciar substanciales cambios de nivel*. Resulta que en varias partes de la cuenca del Ucayali, por ejemplo, hay distintivos positivos de un rejuvenecimiento, lo que se nota en ríos, quebradas y riachuelos por el retroceso de las cabeceras, decapitación o piratería, formación de terrazas, desplazamiento de valles, establecimiento de verdaderos desfiladeros rectilíneos, con aislamiento completo de las vegas y corrientes viejas, las que quedan con escarpas poco reducidas, muy por encima de los cauces apenas modificados en la actualidad. Es así que en distintos parajes, la cubierta neógeno-cuaternaria sigue bajo el impacto de una denudación subaérea total, formándose faldas carcomidas y cumbres afiladas a considerable altura sobre las vaguadas recién encajonadas.

*Recalcamos, que gran parte de la Selva Oriental, en lo particular grandes espacios situados entre la órbita del Río Ucayali y Amazonas Superior, con sus formas envejecidas de meandros y penillanuras del Cuaternario Primitivo, se están modificando bajo el régimen de una denudación contemporánea en pleno estado juvenil*. Y al imponerse este nuevo ciclo erosivo sobre un relieve bastante allanado con elevaciones generalmente moderadas, se hace patente una remoción acelerada, apareciendo ya en palpable destrucción todas las formaciones anteriormente depositadas sin distinción de su posición estratigráfico-estructural.

Es así que la faz futura de este paisaje del Oriente del Perú depende lógicamente de la dimensión de los cambios que se están realizando actualmente, pues del ritmo, propagación, eficacia y duración del movimiento tectónico radial en progreso.

**Resumé.** — L'auteur étudie la partie du bassin de l'Orient péruvien comprise entre l'Ucayali et l'Amazone supérieure, entre les parallèles 3°30' et 9°30', soit une étendue de 160.000 km<sup>2</sup> approximativement.

Le réseau hydrographique est formé essentiellement par les trois grands affluents de l'Amazone supérieure : Ucayali, Huallaga et Marañón, fleuves qui inondent périodiquement, durant les mois d'été, de vastes surfaces. Dans la seule région de l'Ucayali ces inondations occupent 55.000 km<sup>2</sup> environ, soit 35 % de l'ensemble, et qui en reste est situé de dix à cinquante mètres au dessus du niveau de ces puissantes rivières, à l'exception des témoins ou monadnocks considérablement plus hauts, et n'est pas atteint par les crues.

La dénudation s'est produite très fortement et les couches sédimentaires, en

particulier les plus récentes, ont passablement diminué ou même disparu en beaucoup d'endroits. Les rivières enregistrent, en général, un très net rajeunissement dont l'Ucayali et son bassin d'infiltration fournissent un modèle.

L'auteur parle ensuite des caractères morphologiques et structuraux de ce secteur du Pérou oriental : il note que la dépression amazonienne se trouve encastrée entre le système plissé des Andes et le vieux bouclier cristallin dont les roches disparaissent, vers l'W, sous des séries épicontinentales et terrestres d'âge divers, prétertiaires et tertiaires, ainsi que sous les alluvions du Néocénozoïque. Une bonne partie de la région est constituée par des restes sub-horizontaux de surfaces d'érosion qui ont été taillées dans les dépôts du Tertiaire supérieure et du Quaternaire, de faciès principalement lacustre, limnique.

Un examen détaillé des sédiments d'Iquitos, du Bas Napo et Pebas amène à conclure : a) qu'il ne s'agit pas d'une formation d'estuaire et que l'Atlantique n'a certainement jamais baigné cette région dans les époques dernièrement écoulées ; b) que cette formation, comme celles d'Agnaytía, Acre-Bésil, etc., est un manteau discontinu, peu épais et moderne. L'auteur les considère homotaxiales et leur assigne un âge plio-pleistocène ; c) que cette formation est à peu près horizontale mais cependant troublée par de faibles inflexions et des failles.

En outre, et pour la première fois dans un travail de ce genre, on fait une brève étude des différents types de sols présents y en discute leur importance.

La dépression longitudinal, entre les Andes et le massif brésilien, a probablement évolué davantage en accord avec le second qu'avec les premières. En tant que région intermédiaire, prise entre deux unités de mobilité très différente, elle a constitué depuis longtemps une zone d'affaissement (fosse marginale, paraandine) qui s'est rempli des produits de l'érosion de son encadrement : les plis andins de l'W et le « borderland » de l'E. C'est précisément l'Ucayali et son bassin qui occupent la zone la plus profondément déprimée : en effet, à l'Ouest, la structure de la Cordillère Orientale est caractérisée par des plissements et froncements étroits, failles de compression jusqu'à des renversements, l'ensemble manifestant une forte convergence (Vergenz) de l'W. vers l'E. A l'Est de l'Ucayali, au contraire, les anticlinaux sont aussi tous dissymétriques, mais en pente douce vers l'E et très abrupte vers l'W (particulièrement prononcés dans la Sierra de Contamana, où des dislocations ont provoqué, de plus, un morcellement ou déplacement échelonné des anticlinaux et dômes de l'E vers l'W). Bref, nous sommes en présence d'une convergence bilatérale de presque tous les éléments structuraux vers la région instable de la dépression.

La formations plus récente repose en parfaite discordance angulaire sur la Molasse bariolée continentale ou couches rouges « Capas Rojas » sous-jacentes, très affectées par divers accidents tectoniques. Ceci prouve que vers la fin du Tertiaire, le versant oriental du système de Cordillère et une grande extension de l'avant pays amazonien furent soumis à un plissement assez violent et de grande ampleur, correspondant au mouvement « quechua » de Steinmann ou plissement quechua-subandin de l'auteur, parce que c'est le seul de tous les mouvements de l'orogénie andidique qui affecta l'espace subandin péruvien



intégralement. Ce diastrophisme correspond au Pliocène inférieur ou moyen (en certains endroits, se prolongeant jusque'au Pliocène supérieur) ; on doit donc le distinguer très soigneusement du mouvement « incaïque », du post-Eocène et pré-Miocène, très vigoureux dans les Andes Centrales, mais non observé dans ces territoires.

Le plissement quechua-subandin fut suivi d'un léger mouvement posthume que les formations modernes du type d'Iquitos paraissent démontrer ; puis commença une étape épirogénique que dure encore : des parties du Pérou amazonien subissent un soulèvement lent, avec reprise d'érosion active qu'on observe le long de l'Ucayali, Pachitea, Pisqui, etc. Les rivières se sont enfoncées, on formé des terrasses, recoupé de méandres ; les phénomènes d'antécédence, de surimposition ne sont pas rares ; en bien des endroits la couverture neogène-quadernaire a été emportée, mettant a jour les formations plus anciennes, en proie elles-mêmes à une nouvelles et intense dénudation subaérienne.

Par conséquent, le cycle actuel d'une érosion en pleine jeunesse est en train de modifier ainsi une grande partie du bassin de l'Ucayali, avec ses vieilles formes de méandres et pénéplaines du début du Quadernaire. L'aspect futur de ce paysage sera donc fonction de la durée, de la propagation et du rythme de la vague d'érosion qui vient de se déchaîner, en dépendance directe du soulèvement en remarquable développement.

#### LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. BONER, P., 1943. *Loreto Industrial. Consideraciones sobre la Vía Selva Ucayali.* Conferencias. 2 Folletos. Iquitos-Perú.
2. BROGGI, J. A., 1945. *Mapa geológico preliminar generalizado del Perú, 1: 8.500.000 y memoria explicativa.* Inst. Geol. Perú, Bol. 1, Lima.
3. CABRERA LA ROSA, A., 1943. *Características geomorfológicas de los ríos de la región amazónica.* Bol. Soc. Geol. Perú, T. XIV-XV, 28-58, Lima.
4. DELBOY, E., 1950. *El derrumbe de las riberas de Iquitos constituye un serio problema nacional.* El Comercio, 22-II-1950, Lima.
5. GONZÁLEZ TAFUR, O. B., 1950. *La Montaña o Selva peruana. Contribuyendo a su conquista.* Inf. y Mem., Soc. Ing. Perú, Vol. LI, n° 4, 187-191, Lima.
6. GREVE, L. DE, 1937. *Eine Molluskenfauna aus dem Neogen von Iquitos am oberen Amazonas in Peru.* Abhandl. Schweiz. Paläontol. Ges., Bd. LXI, Zürich.
7. GROBER, P., 1946. *Esbozo de un Mapa Estructural de América del Sur.* IPIMIGEO, Sección Argentina, Folleto, Buenos Aires.
8. HEIM, A., 1948. *Wunderland Peru. Naturerlebnisse in fernen Erdteilen.* Verlag Hans Huber, Bern.
9. IHERING, H. VON, 1927. *Die Geschichte des Atlantischen Ozeans.* Verlag G. Fischer, Jena.
10. INDACOCHA, A. J., 1951. *Las precipitaciones en el campo de la Geología dinámica.* Soc. Geogr. Lima, Primeras Jornadas de Meteorología, 226-248, con 1 mapa climático del Perú, Lima.
11. KATZER, FR., 1903. *Grundzüge der Geologie des unteren Amazonasgebietes.* Leipzig. *Geologia do Estado do Pará* (trad.). Bol. IX, Museu Paraense, 1933.
12. MOURA, P. DE Y WANDERLY, A., 1938. *Noroeste do Acre.* Minist. Agric., Serv. Fom. Prod. Mineral, Bol. 26, Río de Janeiro.

13. OLIVEIRA, A. I. DE y LEONARDOS, O. H., 1943. *Geologia do Brasil*, 2ª Edição, Rio de Janeiro.
14. OPPENHEIM, V., 1948. *Theory of Andean Orogenesis*. Amer. Jour. Sci., Vol, 246, 578-590.
15. REY VERCESI, D., 1949. *Desiertos en Marcha ; el Drama de los Suelos en el Uruguay*. Rev. Ing., Año XLIII, n° 489, 21-30, Montevideo.
16. RÜEGG, W., 1947. *Estratigrafía comparada del Oriente Peruano*. Bol. Soc. Geol. Perú, T. XX, 57-102, Lima.
17. RÜEGG, W. y FYFE, D., 1948. *Some outlines on the Tectonics of the Upper Amazon Embayment*. Int. Geol. Congress, Part VI, 77-85, London.
18. — 1950. *Algunos aspectos sobre la Estructuración de la Cuenca del Alto Amazonas*. Bol. Inst. Sudamer. Petróleo, Vol. 3, n° 2, Montevideo.
19. RÜEGG, W. y ROSENZWEIG, A., 1949. *Contribución a la Geología de las Formaciones Modernas de Iquitos y de la Amazonía Superior*. Vol. Jub. Soc. Geol. Perú, Parte II, fasc. 3, Lima.
20. RUTSCH, R. F., 1951. *Die paläogeographische Bedeutung der Fauna von Iquitos im oberen Amazonasbecken*. Eclogae geol. Helv., Vol. 44, nos 447-450, Basel.
21. SILGADO, E., 1946, 1947, 1948 y 1949-50. *Datos sísmológicos del Perú*. Inst. Geol. Perú, Bol. 3, 7 y 11 ; INIFM, Bol. 4, Lima.
22. STEINMANN, G., 1929-30. *Geología del Perú*. Verlag C. Winter, Heidelberg.
23. STILLE, H., 1940. *Einführung in den Bau Amerikas*. Verlag Gebr. Bornträger, Berlin.
24. WEEKS, L. G., 1948. *Paleogeography of South America*. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 59, 249-262, 16 pls., 1 fig.
25. WILLIAMS, M. D., 1949. *Depósitos Terciarios Continentales del Valle del Alto Amazonas*. Vol. Jub. Soc. Perú, Parte II, fasc. 5, Lima.
26. YOUNG BAZO, E., 1949. *Estudio para el Puerto de Iquitos*. Minist. Fomento y O. P., (inédito) Lima.

# UN ALGA FOSIL EN EL PALEOZOICO INFERIOR DE LA SIERRA DE TONTAL

(SAN JUAN)

POR JOAQUIN FRENGUELLI

---

## RESUMEN

Se describe una nueva especie de alga fósil, *Tontalia Zöllneri*, procedente del faldeo occidental de la Sierra de Tontal.

El fósil procede de la vertiente occidental de la sierra de Tontal, entre la Quebrada del Carrizal y Cepeda. Según los datos del doctor Walter Zöllner, quien lo coleccionó, en esa localidad aflora aquel espeso complejo de grauvacas y filitas intensamente plegadas que Stappenbeck indicara como Devónico.

La leyenda que acompaña el material paleontológico coleccionado por el doctor Zöllner reza: «Entre la Quebrada del Carrizal y Cepeda — Esquistos satinados hasta filitas con restos de plantas (Algas)».

Los restos vegetales de referencia son impresiones de *Chondrites* y de *Taenidium* en grauvaca, probablemente de la parte superior del complejo estratigráfico y moldes ficoides en filitas sericíticas quizás de la parte inferior del mismo complejo.

Mientras las impresiones ocupan la superficie de estratos de grauvaca relativamente delgados y con toda probabilidad representan rastros de pequeños animales (vermes), los moldes cruzan todo el espesor de la masa filítica de las muestras, y en manera tal que no sería posible aplicarles ninguna de las objeciones que se formularon en contra de los numerosos vestigios fósiles del Paleozoico inferior que por varios autores fueron interpretados como de origen vegetal.

En algunas de las muestras, estos moldes, que consideraré como restos de algas, son muy numerosos y amontonados. En cambio, en la muestra cuya fotografía reproduzco en la lámina anexa, el fósil está raramente esparcido en el espesor y en la superficie de la roca y en condiciones de conservación tales que permiten su fácil observación.

La muestra tiene forma irregularmente trapezoidal y mide, como medidas máximas, 13 cm de largo por 9,50 cm de ancho, aproximadamente. La roca es un arcilloesquistos filítico, evidentemente estratificado en capas muy delgadas, de superficie lustrosa y en parte exfoliables en laminillas muy finas.

En ella, los fósiles están esparcidos sin orden no sólo en la superficie de la muestra sino también en su interior, en evidente relación con la superficie de las capas y siempre orientados según el plano de esta superficie.

Además del fósil, la roca está diseminada de pequeñas partículas negras, carbonosas, de tamaño muy variable, pero siempre de escasas fracciones de milímetro. En corte delgado (Lám. II, fig. 1), estas partículas se presentan como gránulos irregularmente redondos u ovalados, de diámetro muy variable, desde 70  $\mu$  hasta 150  $\mu$ ; pero evidentemente son corpúsculos ovoidales cuya forma y tamaño varía según el plano de su corte. Todos se presentan huecos, con una a tres cavidades separadas por tabiques más o menos delgados, también variando el número de cavidades y el espesor de las paredes y de los tabiques evidentemente según el ángulo de incidencia del corte mismo. Uno de estos corpúsculos, al parecer cortado según su plano axial mayor, mide 130  $\mu$  de largo, 70  $\mu$  de ancho y presenta tres cavidades de amplitud aproximadamente igual. En su conjunto tienen el aspecto de esporos.

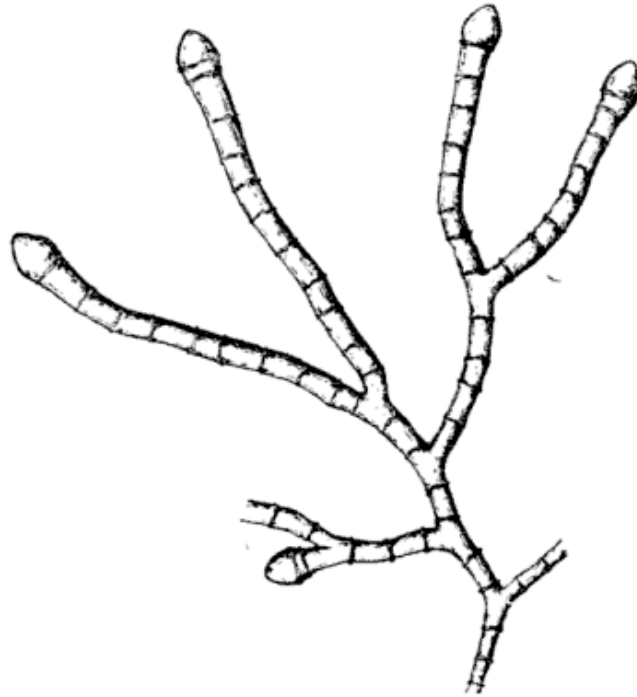
El fósil consiste en porciones y fragmentos de tallos cilíndricos, levemente sinuosos, cuyo color negro resalta con fuerte contraste sobre el color gris de la roca. Los talos son de sección circular o levemente elíptica, indicando cierta consistencia de sus tejidos originarios y un elevado grado de mineralización al momento en que se efectuaron las presiones que plegaron intensamente su yacimiento. Son de tamaño variable: el fragmento más largo mide 43 mm de largo; su diámetro oscila entre 1,5 y 3 mm. Su superficie es finamente granulosa; la misma granulosidad se observa en el material que forma el interior de los talos, pero, tanto en el exterior como en el interior, los gránulos son muy irregulares en forma y tamaño y no se distribuyen de manera a formar una estructura determinada: al microscopio, en láminas delgadas sólo se observa una porción axial, de sección irregularmente circular, formada por gránulos de cuarzo incoloros y transparentes, rodeada de una zona cortical más o menos ancha constituida por gránulos carbonosos y con intersticios pigmentados por óxidos de hierro. Con toda evidencia la parte axial sin gránulos de carbón y sin pigmento representa la cavidad de un talo hueco. Es interesante observar cómo, en corte delgado (Lám. II, fig. 2) la pared de esta cavidad no es lisa, sino finamente mamelonada.

Los talos son siempre evidentemente tabicados y siempre los tabiques sobresalen de la superficie del talo en forma de borde más o menos ele-

vado y neto, indicando que el talo, al marchitarse, se encogió más en correspondencia de los internodios huecos y menos al nivel de los tabiques, al parecer formados por una substancia más rígida y más resistente al desecamiento. La distancia entre los tabiques es algo variable, pero ordinariamente oscila entre 3 y 5 mm.

A menudo los fragmentos presentan una o más ramificaciones, a veces con aspecto de ramificaciones laterales, pero más a menudo dicotómicas. En algunos casos las ramas se apartan en ángulo casi recto, pero por lo común el talo se divide según ángulos más o menos agudos.

En todos los casos las ramas se desarrollan en un mismo plano junto con el talo principal.



*Tontalia Zöllneri* n. sp. : parcialmente reconstruida

Cuando su ápice está conservado, todas las ramas terminan con un engrosamiento ovoidal con ápice algo adelgazado y bien redondeado. Estos engrosamientos terminales, con sugestivo aspecto de cápsulas esporangiales, ordinariamente miden un largo de 4 mm y un diámetro máximo de 3 mm.

El fragmento mayor capaz de darnos una idea de la conformación de la planta puede observarse en la parte inferior derecha de la fotografía de la muestra (lám. 1). El dibujo adjunto (fig. 1) lo reproduce algo restaurado. Puede observarse fácilmente que se trata de una buena porción de lo que podemos considerar un talo originariamente completo, ramificada por cuatro dicotomias sucesivas, con ramas todas desarrolladas en un mismo plano, que coincide con la superficie de estratificación de la roca. Es interesante observar que, como acontece en muchas algas actua-



les, el diámetro del talo, muy delgado en su parte inferior (1,25 mm de diámetro), va progresivamente aumentando de espesor hacia sus partes extremas (3,5 mm de diámetro en las ramas de la última dicotomía). Las dos ramas de cada dicotomía son equivalentes en espesor y quizá también en largo; pero en otros fragmentos algunas ramas son más cortas y a veces también más delgadas, simulando una ramificación lateral.

A pesar de que, por substitución de la materia orgánica desaparecida, los moldes están constituídos de los mismos minerales que forman la roca, no creo que puede haber duda acerca del origen vegetal de los moldes mismos. Parecería corroborar tal origen los materiales carbonosos que impregnan su zona cortical, la forma de su cavidad axial y de sus paredes, su división en tabiques transversales situados a distancias casi regulares, su ramificación dicotómica, la notable disminución de diámetro en ciertas ramas laterales, el progresivo aumento del diámetro en las ramas de las dicotomías sucesivas, el ensanche ovalado con aspecto de cápsula esporangial al vértice de las últimas ramas, etc.

Pero no conozco ningún vegetal antiguo o reciente con que comparar el fósil. Por sus tabiques no habría titubeado en atribuirlo al grupo de las *Arthrophyceae* si no fuera que la totalidad de los moldes atribuidos a este grupo han caído bajo la crítica que se empeñó en considerarlo como rastros de animales. En realidad, las impresiones de *Taenidium* que fueron coleccionados por Zöllner en niveles algo más altos del mismo perfil geológico, parecen rastros dejados por algún organismo vermiforme. Pero, como en *Taenidium serpentinum* Heer, al cual mucho se asemejan, se trata de improntas muy sinuosas, sin cuerpos, sin ramificaciones y sin vestigios de materiales carbonosos. En cambio, quizá podríamos considerar como algo análogo a nuestro fósil otra forma atribuida al mismo género, esto es, *Taenidium Fischeri* Heer, del Flysch suizo, que según su autor y la figura de Schimper <sup>1</sup>, como en nuestro caso, habría formado un talo en forma de cilindro hueco, dividido por tabiques transversales, sobresaliendo un poco en forma de anillos, ramificado dicotómicamente en ramas con ápice engrosado en forma de clava. Sin embargo, por cierto, aun si contrariamente a la opinión de Nathorst, quien atribuyó *Taenidium* a galerías de larvas de dípteros <sup>2</sup>, con su autor quisiéramos considerarlo como restos de un alga artrofica, no sería posible identificar *T. Fischeri* con nuestro fósil, porque éste difiere por su aspecto general y por la forma de los engrosamientos del ápice de sus ramas terminales.

<sup>1</sup> En *Traité de Paléontologie* de Karl A. Zittel, p. II, *Paléophytologie* (trad. Ch. Barrois), pág. 52, fig. 42, París, 1891.

<sup>2</sup> NATHORST, A. G., *Mémoire sur quelques traces d'animaux sans vertèbres et de leur portée paléontologique*. Kongl. Svenska Vet.-Akad. Handl., XVIII, n° 7, pág. 86, Stockholm, 1881.

Un fósil que podríamos traer a comparación es *Scolithus Dufrenoyi* (Rou.), cuyo origen vegetal fué también seriamente discutido. El género *Scolithus* Haldeman (*Ligillites* Rouault) del Silúrico europeo, en efecto, fué considerado por Salter, Bigsby, Marion, Tromelin y Saporta como fundado sobre rastros producidos por anélidos, en contra de las afirmaciones de Rouault, J. Hall, Crié, Barrois y Delgado, quienes afirmaron que se trataba de moldes de vegetales marinos. Según Delgado <sup>1</sup>, *S. Dufrenoyi*, fósil muy esparcido en la arenisca armoricana de Bretaña y Normandía, en niveles altos de la Arenisca de May, en Francia, en cuarcitas del Ordovícico inferior de la cuenca del Tajo, en Portugal y en España y probablemente también de la Arenisca de Potsdam (Cámbrico superior), en Norte América, podría representar los vestigios de una Sifonea paleozoica, de acuerdo con la opinión de Barrois y Crié. Como nuestro fósil, *S. Dufrenoyi* consiste en cuerpos de forma cilíndrica o subcilíndrica, muy desarrollado en largo, de diámetro reducido, separados en anillos por tabiques transversales algo sobresalientes sobre la superficie del cilindro. Pero tampoco con él podríamos establecer una identificación genérica y menos específica, porque en *Scolithus* se trata siempre de cilindros muy largos, rígidos o casi rígidos, de diámetro constante o casi constante en toda su longitud, sin ramificaciones y ordinariamente dispuestos verticalmente a la superficie de las capas que los encierran.

Además, por todas las críticas surgidas alrededor de los dos géneros mencionados, críticas que concluyeron con su definitiva eliminación de todos los textos y tratados paleobotánicos modernos, sería inoportuno atribuirle nuestro fósil, aun si pudieramos demostrar que éste genéricamente pudiera coincidir con algunas de sus especies.

Podría agregarse que, quizá en su estructura, nuestra planta pudo tener algún parecido con la de las actuales rodofíceas del género *Poly-siphonia*, pero sería demasiado aventurado formular cualquier hipótesis al respecto.

Por lo tanto, para la nueva alga fósil propondía fundar el nuevo género *Tontalia*, según el nombre de la sierra donde se halló su yacimiento, y la nueva especie *T. Zöllneri*, dedicada a su descubridor.

Omitiendo por ahora la diagnosis del género, definiría la nueva especie con la fórmula siguiente :

*T. Zöllneri*, thallo elongato, cylindrico vix tortuoso, fortasse quondam subcoriaceo, probabiliter tubuloso, et septis transversis subregulariter diviso, pluries dichotome ramoso, e base tenui sursum versus per vices segmentis leviter crassioribus ; sporangiis (?) terminalibus, ovatis, apice attenuato et rotundato.

<sup>1</sup> DELGADO, J. F. N., *Étude sur les Bilobites et autres fossiles des quartzites de la base du système silurique du Portugal*, pág. 80, láms. 37-38, Lisbonne, 1886.

Por lo que se refiere a la edad de su yacimiento, según Zöllner <sup>1</sup>, sus capas fueron plegadas por antiguas dislocaciones que este autor indica como « Movimientos pretilíticos », significando con este término que tales plegamientos se efectuaron antes de la acumulación de las tilitas del Carbónico inferior y también antes de la sedimentación de la base supradevónica (con *Protolapidodendron*, según Bracaccini) del Paganzo I (*l. c.*, pág. 112). Zöllner no considera prudente llegar a una definición más precisa de este complejo basal plegado por la dificultad que deriva de la ausencia de fósiles clasificables en el Gotlándico y en el Devónico anteriores a sus « Movimientos pretilíticos ».

A juzgar por la roca de la muestra que encierra el fósil descripto, parecería que se tratara de un yacimiento más antiguo que el de la base del « Complejo de Punta Negra » de Bracaccini, de donde, en una región próxima de la misma sierra de Tontal, procede la flora del más antiguo Devónico hallada por J. Fernández y descripta por mí recientemente <sup>2</sup>.

El fósil descripto pertenece a la cátedra de Paleontología de la Universidad de Buenos Aires, donde está registrado bajo el número 5307.

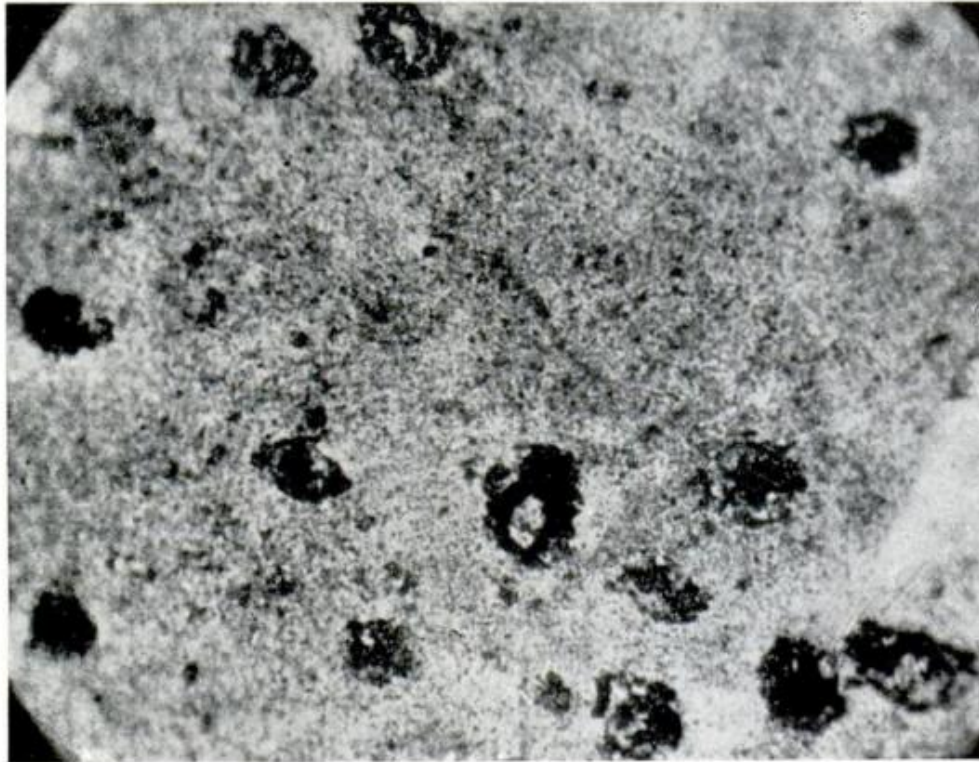
<sup>1</sup> ZÖLLNER, W., *Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina, zona de Barral*, Rev. Asoc. Geol. Argentina, V-3, 111-126, Buenos Aires, 1950.

<sup>2</sup> FRENGUELLI, J., *Floras devónicas de la Precordillera de San Juan*, Rev. Asoc. Geol. Argentina, VI-2, 83-94, Buenos Aires, 1951.

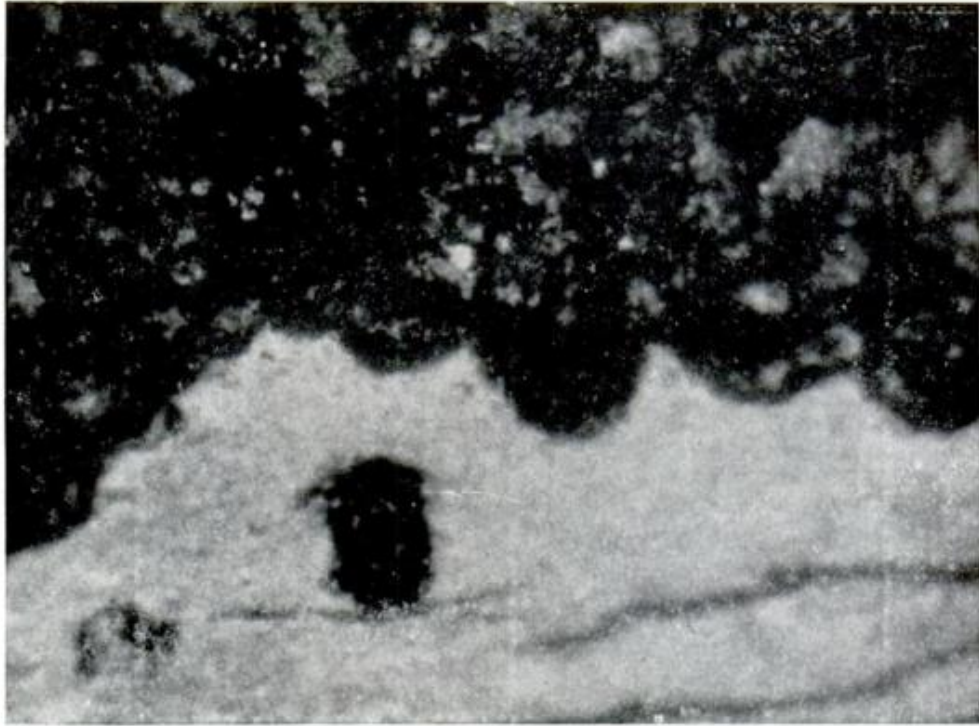


*Tontalia Zöllneri* n. sp. : levemente ampliada





1



2

*Toutatia Zöllneri* n. sp. : 1, Esporos (?) esparcidos en la masa de la roca ; 2, pared interna de la cavidad del talo cortada longitudinalmente X 100



ASPECTOS GENERALES  
DE  
LA GEOLOGIA Y GEOMORFOLOGIA DEL DISTRITO SIERRA GRANDE  
(TERRITORIO DE RIO NEGRO)

Por ALFONSO ARNOLDS

---

RESUMEN

El área estudiada está comprendida entre los 41°15' y 41°45' de latitud sur y entre los 65°15' y 65°35' de longitud oeste. En ella se han distinguido micacitas y anfibolitas precámbricas inyectadas por un cuerpo intrusivo, y las siguientes unidades estratigráficas : Cuarzitas presumiblemente devónicas ; cuerpos granodioríticos quizás pérmicos ; un complejo volcánico jurásico y sedimentos marinos cretácicos y terciarios.

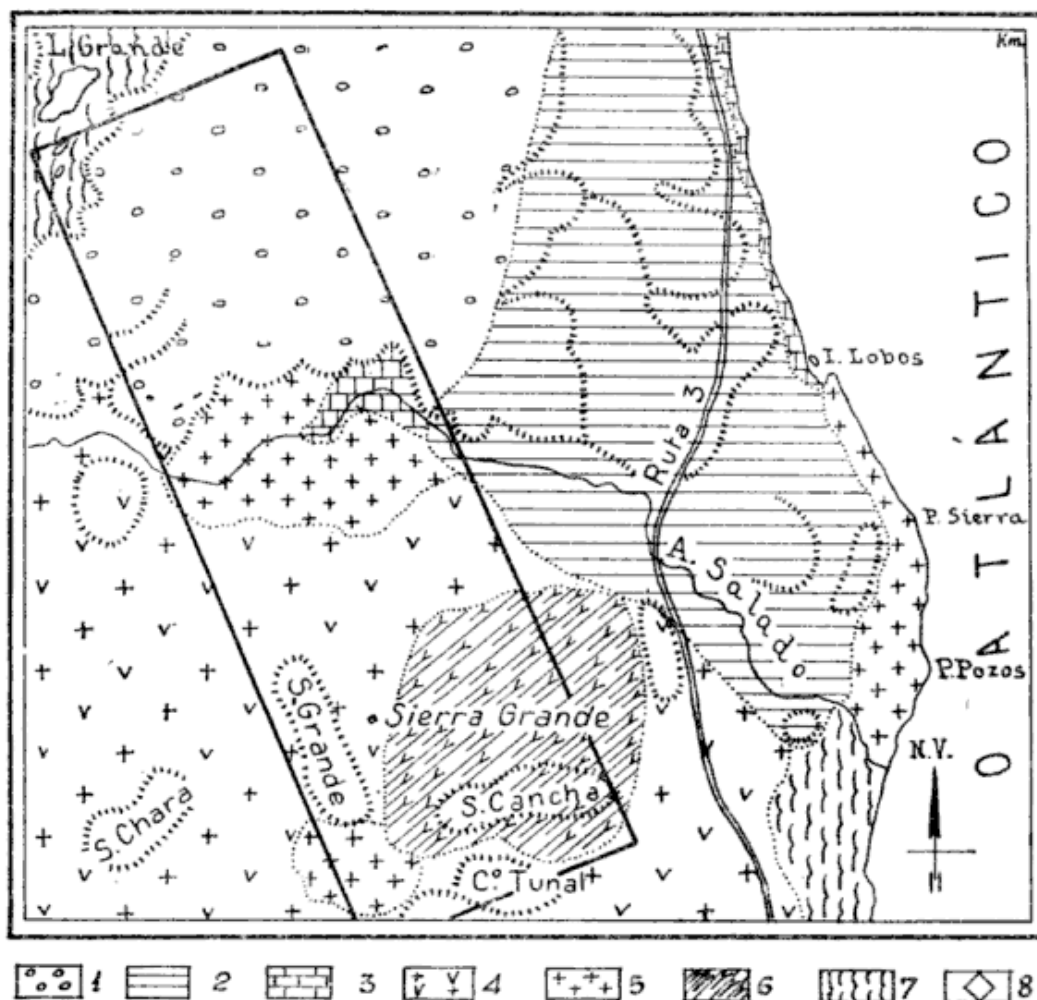
INTRODUCCIÓN

Este escrito forma parte de las observaciones realizadas durante los meses de mayo, septiembre, noviembre, diciembre de 1950 y mayo de 1951, a fin de presentar mi trabajo de tesis a la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, el cual, al mismo tiempo, ha constituido informe ante la Dirección Nacional de Minería.

No he de explayarme aquí acerca de los diversos yacimientos estudiados, los que fueron el tema principal del informe antecitado, sino de los principales rasgos geológicos y geomorfológicos observados. He creído de interés dar a publicidad estas observaciones ya que la zona recorrida es hasta ahora prácticamente desconocida desde el punto de vista geológico, dado que sólo existen algunas someras descripciones de Wichmann (2) y Feruglio (4).

En la actualidad, por lo menos una de estas zonas está siendo intensivamente explorada por varios geólogos de la Dirección Nacional de Minería ; me refiero a la que comprende la hoja 41 J, donde se encuentran los yacimientos ferríferos de Sierra Grande.

En base a un plano de Wichmann he construído el bosquejo de la geología regional, modificando los contactos en los puntos donde se han efectuado reconocimientos personales. Dentro de este bosquejo he recuadrado la región por mí recorrida, cuya ubicación geográfica está comprendida entre los 41°15' y 41°45' latitud sur y entre los 65°15'



- 1, Rodados patagónicos ; 2, Patagioniense (Cenozoico) ; 3, Rocanense ; 4, Pórfiro cuarcífero y sus tobas (Mesozoico) ; 5, Intrusiones de granito, granodiorita y pórfiro granítico (Paleozoico) ; 6, Cuarcitas devónicas (Paleozoico) ; 7, Gneis, micacitas, anfíbolitas (Precámbrico) ; 8, zona recorrida por el autor.

y 65°35' longitud oeste, abarcando un área de 866 km<sup>2</sup> situados dentro de las hojas 40 J, 41 J y 40 I de la carta geológico-económica del país, es decir, la zona que se extiende entre el pie meridional de la Sierra Colorada o Paileman y las serranías ubicadas al sur del grupo de sierras conocidas bajo el nombre de Chara, Grande, Cancha y Tunal.

## GEOLOGÍA

### PRECÁMBRICO.

Micacitas y anfibolitas afloran en las vecindades de Laguna Grande formando parte de la serie de rocas metamórficas que más al norte constituyen el cuerpo de la Sierra Colorada. Se trata de micacitas biotíticas y anfibolitas de esquistosidad y exfoliación bien marcadas, con rumbos variables entre N-S y NNE-SSE, variando sus buzamientos entre 37°SW y 67°SW. Este complejo metamórfico se encuentra fuertemente inyectado por apófisis de un cuerpo ígneo intrusivo, que se manifiesta mediante variadas facies de rocas filónicas e hipabisales. La inyección del complejo ha penetrado, por lo general, siguiendo su rumbo y esquistosidad, constituyendo un ejemplo clásico de inyección lit-part-lit, las que a veces, también se resuelven como venas replegadas de tipo ptigmático. En algunas partes y especialmente dentro del área abarcada por las micacitas, se observan nódulos (« augen ») de estos componentes.

Las rocas ígneas que a mi modo de ver son las que han originado la inyección magmática, están representadas por afloramientos de rocas graníticas de color blanco, las que se destacan con caracteres netos en el aspecto morfológico de la región, tanto por su color particular como por el hecho de resaltar en forma de promontorios de mayor altura, debido a su mayor resistencia a los agentes erosivos. Supongo que ellos constituyen apófisis de un cuerpo batolítico que se encontraría en profundidad, el cual estaría relacionado, o constituiría el mismo cuerpo batolítico que aflora más al sur. Vistos al microscopio, estos granitos presentan caracteres cataclásticos, observándose que en algunos contactos periféricos se resuelven en facies pegmatíticas, habiéndose mapeado además algunos diques pegmatíticos mejor definidos.

Todo el complejo se encuentra atravesado por un gran número de vetas aplíticas, habiéndose observado algunas diferencias en la composición de las mismas, ya que su estudio microscópico nos ha llevado a clasificarlas como tonalitas aplíticas y aplogranodioritas.

Fracturaciones ocurridas anteriormente al enfriamiento final del magma, han dado lugar a la intrusión de diques correspondientes al mismo ciclo magmático, pero que han tenido una intrusión y solidificación relativamente rápida. Hemos podido así clasificar microscópicamente un pórfiro dacítico, una traquiandesita cuarzosa y una spessartita.

En esta zona se encuentran algunos indicios de mineralización. Personalmente (1), he tenido oportunidad de estudiar algunos afloramientos manganesíferos situados al sur de Laguna Grande, los que lamentablemente no presentan buenas perspectivas económicas dado sus bajas leyes y mineralización no bien definida. En las cercanías de estos afloramientos han sido hallados recientemente manifestaciones de

minerales de plomo, habiéndose iniciado una pequeña explotación según las referencias que tengo. Las características estructurales y petrográficas de la región, permiten abrigar la esperanza de que ésta sea una nueva zona minera, aunque la prospección geológica y los cateos mineros presentan grandes dificultades por el suave relieve del terreno y la intensa meteorización de las rocas.

Según puede verse en el bosquejo geológico que adjunto, rocas precámbricas han sido halladas también en la costa atlántica. Según Wichmann y Feruglio, intervienen otros elementos litológicos distintos, tales como gneises y filitas, algunos de los cuales han sido encontrados por Zöllner en las cercanías de Sierra Grande.

#### PALEOZOICO.

##### *Devónico ?*

Las rocas que componen esta serie, a las que con más propiedad las denominaré « complejo antiguo »; ofrecen interés por el hecho de encontrarse dentro de ellas, el nivel (o niveles) de hematita y magnetita que forman los yacimientos de hierro, de los cuales, como ya he dicho anteriormente, no me ocuparé en este trabajo. Diré solamente que las mismas están constituidas por metareniscas, cuarcitas, micacitas y hornfels. El complejo se encuentra fuertemente plegado con plegamientos de primer y segundo orden, presentando además, fracturaciones de distinto rechazo.

En cuanto a su edad, el único elemento de juicio real hallado hasta el momento, es una *Orbiculoidea* encontrada por Zöllner, las que, como se sabe, no son exclusivas del Devónico; y el hecho de considerar que este complejo, sea la base, dentro del mismo geosinclinal paleozoico, que ocuparon los sedimentos devónicos y antracólitos encontrados recientemente por Suero en Tecka (Chubut).

##### *Pérmico ?*

Hemos considerado presuntivamente de esta edad los cuerpos intrusivos que se extienden al sur de Sierra Grande, alrededores del Arroyo Salado y litoral Atlántico, así como las rocas filónicas e hipabisales que hemos estudiado al sur de Laguna Grande.

Al sur de Sierra Grande (alrededores de la Salina) estos cuerpos se presentan como rocas granodioríticas de color gris claro y grano mediano; mientras en las cercanías del Arroyo Salado forman extensos campos de pórfiros graníticos de color gris rosado, con abundantes fenocristales de feldespato, cuarzo y biotita.

#### MESOZOICO

##### *Jurásico*

El complejo volcánico formado por pórfiros cuarcíferos y tobas, cuya edad jurásica ha sido asignada por Feruglio, ocupan en la zona una

vasta extensión, constituyendo gran parte del elemento predominante en el paisaje.

El cuerpo efusivo más importante de pórfiros cuarcíferos es el que constituye la Sierra Grande, los que se encuentran formando mantos de colores variables entre pardo claro y violáceo, siendo los más notables en el campo, los de color rojizo, debido a meteorización. Dentro de la serie existen también tobas líticas formadas por trozos clásticos de pórfiros cuarcíferos dentro de una pasta vítrea, y tobas cristalinas en las que predominan los fragmentos de cuarzo y feldespato. Diques de pórfiros cuarcíferos, de textura análoga a las efusivas, atraviesan tanto la serie volcánica como la del complejo antiguo.

Al sur de la Sierra Grande se extiende una estructura jurásica asentada sobre una brecha sedimentaria constituida por grandes bloques de granodiorita (ocasionada por la alteración *in situ* del batolito), que aflora en las proximidades. Estos bloques se encuentran dentro de una matrix que rellena los intersticios, formada por un material verdoso de constitución clorítico-sericítica; disminuyendo sus tamaños en los niveles superiores e interviniendo además otros componentes litológicos que en las condiciones actuales, tienen sus afloramientos más cercanos a algunos kilómetros de distancia, lo cual indicaría que ya no se trata de una brecha de alteración *in situ*, sino que también ha intervenido el factor arrastre, dado que dichos ejemplares (cuarcitas, filitas y micacitas) poseen bordes redondeados y contornos sub-elipsoidales. Estaríamos pues, en presencia de un sedimento conglomerádico. Por otra parte, cambia también la matrix, formada ahora por una arenisca, que en los niveles superiores y a veces también lateralmente, reemplaza por completo al conglomerado. Esta arenisca de color gris verdosa, posee ligeros signos de estratificación, la que vista al microscopio, se hace a veces más notoria.

No existe ningún indicio para fijar la edad de esta serie brecha-conglomerado; sólo puedo decir que si considero que la intrusión batolítica ha tenido lugar durante el pérmico, su posterior alteración y formación de la brecha debe ser de edad triásico-jurásico. En cuanto a las areniscas las considero de la misma edad, teniendo en cuenta las especulaciones que haré más adelante, así como también con las tobas vitroclásticas que continúan en la parte superior. Los afloramientos de estas tobas son características en el campo por sus coloraciones blanco-mate, a veces algo rosadas; siendo compactas, de grano muy fino y lajosas.

Indudablemente, estas tobas están relacionadas con la efusión de los pórfiros; lo cual ha podido ser corroborado por Zöllner (según información verbal) al haber encontrado coladas de pórfiros interestratificadas con la serie de tobas, por lo cual se considera a éstas como de



indudable edad jurásica, si es que se acepta esta edad para las primeras.

En la zona septentrional, los calcáreos se presentan en dos niveles, aumentando su número en los afloramientos meridionales. Considero a estos calcáreos de origen lacunar, precipitados debido a cambios bruscos en las condiciones físico-químicas y biológicas. Su importancia económica es sólo limitada, dado su pronunciado buzamiento y leyes irregulares debido a la fuerte silicificación y fluoritización sufrida, existiendo empero algunos afloramientos de mejor calidad.

La estructura general de todo el complejo, representa una antigua cuenca sedimentaria, hoy dislocada por fracturación en bloque.

### CRETÁCICO

*Rocanense*. — Aflorando en las inmediaciones del Arroyo Salado en una longitud de aproximadamente 10 kms sobre su curso, se encuentran importantes depósitos de calcáreos organógenos que han sido sedimentados durante el cretácico superior y en los que se conservan restos fósiles que atribuimos al rocanense.

Sus primeros afloramientos comienzan a la altura en que el antiguo camino de Sierra Grande a San Antonio cruza a dicho arroyo. En esta zona quedan sólo escasos relictos de los mismos, ya que nos encontramos en el borde extremo, alcanzado por la transgresión Rocanense, la cual ha invadido un relieve formado por suaves ondulaciones dentro de un ambiente constituido por pórfiros graníticos; por cuyo motivo los mismos son aún de escasa potencia. A medida que se sigue el curso del arroyo en dirección hacia el Este (Aguada Dulce), la potencia de éstos va aumentando al aumentar la profundidad de la transgresión marina original y el relieve formado por pórfiros graníticos va quedando paulatinamente cubierto por la deposición sedimentaria. En esta zona, los afloramientos ya tienen un espesor bastante considerable, habiéndose comprobado algunos de 6 m, aunque la altura media es aproximadamente de unos dos metros sobre el nivel de bloques y detritus *in situ*, del mismo material caídos al pie de la barranca, por lo que considero que la potencia promedio real debe fluctuar entre 3 y 4 metros. En estos afloramientos he hallado ejemplares que indican bien a las claras la edad de estos depósitos; se trata de la *Exogyra ostracina mendozana* (Ihering) y la *Turritella Burckhardti* (Ihering). El hecho de que hayan sido depositados en facies de cercanía de la costa, explica la visible alternancia sedimentaria y fosilífera que se observa al examinar sus perfiles, predominando en los afloramientos occidentales los bancos de *Exogyra* sp., *Turritella* sp. y *Briozoarios*, mientras que en los orientales toman excepcional importancia potentes bancos de briozoarios de hasta 11 m de altura en algunas partes.

La mayor variedad en la sedimentación y fosilización, observada en

los afloramientos occidentales, estarían indicando pequeños cambios en el nivel del mar y las corrientes costaneras con sus respectivas migraciones faunísticas. En cambio, como ya he dicho anteriormente, a medida que se sigue el curso del Salado hacia el mar, se comprueba que las condiciones anteriores varían, es decir, que se modifica la facies, lo cual indudablemente debe ocurrir, ya que uno se aleja de las antiguas condiciones costaneras. El cambio es paulatino pero rápido, notándose que mientras pierden importancia y adelgazan su espesor los bancos en que predominan las *Exogyras* y *Turritellas*, toma mayor importancia el banco formado por un compacto conjunto de diminutos briozoarios, que si al principio van acompañados por pequeñas *Turritellas*, luego, al aumentar la profundidad, las excluyen para formar prácticamente, el único componente fosilífero de estos bancos. Se observa además, que al alejarnos de la antigua costa, estos briozoarios han sido depositados con laminación entrecruzada, condición que en sus afloramientos más orientales, deja de observarse.

A la altura del puesto de Bezunartea, el Rocanense comienza a desaparecer bajo las acumulaciones sedimentarias de la transgresión Patagónica, para volver a aflorar a orillas del mar formando parte de la plataforma de abrasión, donde lo he podido reconocer y que ya anteriormente había sido mapeado por Wichman, en esta ubicación geográfica.

Aunque se estiman las reservas de estos calcáreos en cifras superiores a los cien millones de toneladas, lamentablemente, por su baja ley en carbonato de calcio (64 %) y alto contenido en carbonato de magnesio (25 %), su utilización sólo es indicada, con algunas reservas, como fundente siderúrgico, sin descartar por ello, que dado su alto grado de dolomitización, puedan ser utilizadas en el futuro como fuente de extracción de magnesio, aunque en la actualidad no es la dolomita el mineral preferentemente usado en la extracción del magnesio metálico.

#### CENOZOICO

*Patagioniense.* — Aproximadamente un kilómetro al sur del puesto de Bezunartea fueron encontrados sedimentos típicos del Patagioniense en posición transgresiva sobre el Rocanense, que a esa altura va hundiéndose suavemente hacia el Este. En este lugar dichos sedimentos se presentan formando una pequeña meseta que constituye un relicto de la antigua transgresión, de unos tres metros de altura sobre el nivel general de la llanura (formada por Rocanense), constituida en su parte inferior por un estrato conglomerádico compuesto por restos de bivalvos y pequeños rodaditos, dentro de una matrix arenosa, que en su parte superior culmina con un compacto nivel fosilífero de *Ostrea Hatcheri*.

Unos dos kilómetros al S. E. de estos afloramientos, encontré,

otros de la misma edad y mayor potencia formando parte de las barrancas del A° Salado en este lugar; constituidos aquí por un espesor relativamente potente (25 a 30 m) de tobas cineríticas blanquecinas, bastante friables, las que en su parte superior terminan con un delgado estrato de 0,50 m a 1 m formado por una brecha conchil algo conglomerádica, a la que se le superpone el nivel de rodados patagónicos.

Estas tobas están compuestas esencialmente por un material arcilloso proveniente de la alteración del sedimento original, interviniendo además pequeños trozos vítreos en estado de devitrificación, y con menos abundancia algunos otros componentes clásticos. Buenos ejemplares de *Ostrea Hatcheri* fueron hallados en el nivel correspondiente a la brecha conchil, en la que, además de los restos de bivalvos intervienen pequeños rodaditos, todo lo cual se encuentra dentro de una matrix arenosa-calcárea.

*Entreerriense-Rionegrese.* — A pesar de no haberlos hallado en la zona han sido descriptos en algunos lugares de la costa, por Feruglio (2).

#### *Pleistoceno*

*Rodados patagónicos.* — Los aluviones terrazados que constituyen los rodados patagónicos cubren la ancha meseta que se extiende desde las márgenes del A° Salado continuados casi ininterrumpidamente hasta el Río Negro, por lo que supongo se trata de un mismo nivel de rodados.

Al sur del Salado este nivel se interrumpe, mostrándose sólo fragmentariamente donde las condiciones topográficas han permitido su conservación. En ellos pueden reconocerse rodados pertenecientes a los principales grupos litológicos aflorantes, predominando generalmente los de pórfidos.

### HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas metamórficas que según Wichmann afloran en la costa atlántica al sur del A° Salado y que por nuestra parte hemos tenido oportunidad de estudiar en las inmediaciones de Laguna Grande, pueden ser consideradas, de acuerdo con las últimas ideas sobre la estructura general del continente sudamericano, como « veld » del cratón de Brasilia, que continúa hacia el noroeste en la zona de Valcheta, centro del territorio de Río Negro y Aluminé. Ellas han actuado como áreas positivas durante distintas épocas geológicas.

Adosadas a las mismas, en un contacto que aun no he hallado, encontré sedimentos menos metamorfizados, formados principalmente por cuarcitas y metareniscas que como ya hemos dicho, atribuimos al Devónico.

La intensa fracturación de este complejo metamórfico obedece a dos períodos diastróficos distintos. Por una parte, se observa que los pór-

fros jurásicos se asientan en completa discordancia angular sobre el paleozoico, por lo que deduzco que la fase principal de la fracturación es de edad pre-porfírica y está probablemente relacionada con la intrusión de las rocas granodioríticas. Por otra parte, como los pórfiros cuaríferos y sus tobas presentan también fallas, es muy probable que este nuevo ciclo diastrófico reactivó y levantó la antigua estructura paleozoica exponiéndola nuevamente a los efectos de una erosión post-porfírica.

Terminado el ciclo efusivo y los movimientos tectónicos, la región considerada se mantuvo hasta fines del cretácico en condiciones continentales, pero en el cretácico superior todo el bloque patagónico sufrió un descenso general transformándose en un área de sedimentación que en nuestro caso se manifiesta por la deposición de calcáreos marinos con fósiles del Rocanense. A partir de entonces, la masa continental sufrió una serie de lentos hundimientos y sollevamientos, correspondientes a fases talasocráticas y geocráticas, con sus respectivos sedimentos, no todos los cuales están representados en la región, que sólo fué afectada por la transgresión patagoniense (oligoceno) y por la enterrriense-rionegrense (mio-plioceno) aunque estos datos no son definitivos por faltar estudios minuciosos de sus sedimentos.

Posteriormente, esta región ha sufrido algunos ascensos intermitentes de tipo epeirogenético, análogos a los que se registraron en otras partes de la patagonia extra-andina. Junto con ellos se han producido desde fines del plioceno, y durante el cuartario intensas oscilaciones climáticas, cuya evidencia nos queda en la presencia de los aluviones terrazzados conocidos bajo el nombre de Rodados Patagónicos, y la incisión del curso del A° Salado.

#### GEOMORFOLOGÍA

Los únicos elementos orográficos dominantes en la región lo constituyen las sierras Grande y Chara. Unos cien kilómetros más al norte, fuera ya de la zona estudiada, se encuentra la sierra Colorada o Paileman que se destaca netamente de la planicie que la rodea.

Circundando las sierras Grande y Chara se entiende un paisaje suavemente ondulado, el cual es reemplazado, al norte del A° Salado por un relieve mesetiforme que alcanza hasta la zona de Laguna Grande. Entre esta depresión y la sierra Colorada el relieve vuelve a tomar un aspecto ondulado a medida que se eleva en altura. Las dos sierras anteriormente citadas se levantan a una altura entre 200 y 300 m sobre el nivel general de la llanura, constituyendo un relieve algo abrupto, de faldas aproximadamente simétricas, con líneas de cumbres bien definidas, de aspecto dentado.

La sierra Grande tiene mayor importancia orográfica que la Chara, tanto por su mayor altura (450 m s. n. m.) como por su mayor envergadura. Su cuerpo principal, de rumbo NNW-SE, se extiende en una longitud que no llega a los 10 kms. Al sur de la primera se presentan otras elevaciones (Loma de la Cuchilla) que aunque de contornos menos abruptos, alcanzan a los 400 m sobre el nivel del mar en una de sus cumbres.

Rodeando este relieve orográfico existe una semi-llanura ondulada, formada por suaves lomas de contornos por lo general sub-elípticos, de alturas variables entre 20 y 50 m sobre el nivel general. Sólo en el grupo de ondulaciones que se encuentran al sur de La Salina, estas lomas alcanzan alturas algo mayores. En general, puedo decir que todo el conjunto se va elevando suavemente desde el océano hacia el oeste, alcanzando sus elevaciones los 300 m s. n. m. término medio.

Los distintos aspectos morfológicos del relieve están estrechamente relacionados con la constitución geológica de la zona. Así por ejemplo, observando la Sierra Grande en sus cercanías; sobre cuya constitución porfírica de edad Jurásica ya he hablado, podemos comprobar que nos hallamos ante un relieve maduro, que en la actualidad se encuentra prácticamente estacionario por la escasa fuerza erosiva del medio. Esto queda corroborado por la presencia de valles que han llegado ya a un relativo estado de madurez, aunque conservan aún reminiscencias del estado juvenil, por la existencia de algunas vaguadas con algo de forma en V.

La semi-llanura ondulada que rodea a este cuerpo orográfico principal está constituida por dos ambientes geológicamente distintos. Por un lado, y en las proximidades del mismo, lo constituye el relieve de rocas paleozoicas. Forman un relieve senil, en parte rejuvenecido por los movimientos post-porfíricos. La intensa fracturación a que han sido sometidas estas rocas es prácticamente imperceptible desde el punto de vista morfológico, siéndolo sólo mediante bancos guías o características microestructurales de su litología. Por ello supongo que las mismas habían alcanzado un alto grado de peneplanización en épocas pre-porfíricas, siendo el relieve actual un rejuvenecimiento producido por efecto de los movimientos post-porfíricos. Sus mayores alturas son alcanzadas en la Loma de la Cuchilla, para ir descendiendo hacia E y NE, donde se pierden bajo los sedimentos terciarios y modernos, y hacia el WSW bajo las acumulaciones de pórfiros y sus tobas, o la intrusión granodiorítica. El ambiente de lomadas que se encuentran hacia N y NE, parece haber sufrido un desgaste mayor que el del sur, lo cual se debe a que han sido fuertemente trabajados por el mar de la ingresión patagónica, ya que es frecuente encontrar niveles de rodados marinos de esta edad, asentados sobre las lomadas.



El conjunto de tobas de pórfiro que afloran al sur de La Salina, forman el segundo ambiente geológico a que me he referido en párrafos anteriores. Aunque geológicamente son de la misma edad que el cuerpo principal de la Sierra Grande, morfológicamente las asimilo al paisaje ondulado, lo cual indicaría que han llegado a un estado de madurez mucho más avanzado. Ello se debe a la mayor erosionabilidad de estas rocas. Sin embargo, estudiando la zona con detenimiento, se observa que su madurez es sólo relativa, ya que a diferencia con el primer tipo de paisaje ondulado descripto, es aquí claramente visible la relación entre la tectónica y la morfología.

En efecto, al estudiar la estructura tectónica de la serie de tobas, he observado que ellas se encuentran falladas por fracturación en bloque. La morfología se ha ajustado a la tectónica de manera tal, que las depresiones corren paralelas a la línea de falla (muy rellenas en la actualidad), mientras que la escarpa de falla no ha sufrido la desecación por facetas triangulares, en gran parte debido a que los niveles de calcáreos y tobas lajosas que la forman, no han sido material favorable para este tipo de trabajo erosivo, sino más bien para un retroceso lineal del mismo.

#### RED DE DRENAJE

La red de drenaje, dendrítica, está regularmente desarrollada, pero es poco activa bajo las condiciones actuales de clima semiárido. En rigor, un solo arroyo — en la actualidad prácticamente seco — ha tenido un desarrollo suficiente para figurar en los mapas; nos referimos al A° Salado. Está formado por la unión de los arroyos Los Berros y la Ventana (fuera de la zona de estudio), que nacen en las estribaciones orientales de la altiplanicie basáltica de Sumuncurá, los que poseen en sus nacientes un caudal de agua apreciable (hasta 1000 litros por segundo en el primero de los nombrados, según Agua y Energía Eléctrica). En su trayectoria hacia el mar sus aguas son insumidas y evaporadas, al no contar con ningún otro aporte importante, por lo que su cauce permanece seco durante todo el año, a no ser en épocas de lluvias extraordinarias, en las cuales toma aspecto de cauce permanente durante breves días. Labrado en terrenos paleozoicos, cretácicos y terciarios, su aspecto actual lo supone de edad pliocena o post-pliocena, en épocas en que las precipitaciones eran mayores, ya que su curso, encauzado en un amplio valle, con recorrido zigzagueante de antiguos meandros, denota haber alcanzado un adelantado estado de madurez.

Fuera de este arroyo, el resto de la región está surcada por una red dendrítica de drenaje. El paisaje formado por sierras y lomadas posee una extensa cantidad de pequeños y divagantes arroyuelos secos, cuyos

niveles de base son el arroyo Salado o alguna cuenca cerrada (las que son bastante abundantes). Estas cuencas, de formas y dimensiones variables dentro de amplios límites, dan al paisaje una característica peculiar. Entre las más importantes debemos citar la Laguna Grande y La Salina.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. ARNOLDS, A., *Contribución al conocimiento de los recursos minerales del distrito Sierra Grande, Territorio de Río Negro*. Fac. de Ciencias Exac. Fis. y Nat., Buenos Aires, 1951 (inédito).
2. FERUGLIO, E., *Descripción geológica de la Patagonia*, Y.P.F., Buenos Aires, 1949.
3. VALVANO, J., *Depósito ferrífero de Sierra Grande*, Dir. Nac. de Minería, Buenos Aires, 1949 (inédito).
4. WICHMANN, R., *Contribución a la geología de la región comprendida entre el Río Negro y el A° Valcheta*, Anales del Min. de Agric., XIII, 4, 1919.

## COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS

---

CHAS. PALACHE, HARRY BERMAN y CLIFFORD FRONDEL, *Dana's System of Mineralogy*, volumen II. Halogenuros, Nitratos, Boratos, Carbonatos, Sulfatos, Fosfatos, Arsenatos, Tungstos, Molibdatos, etc., 7ª edición, (1951), vii-1124 pp. Wiley, New York.

Siete años después del primer tomo (Elementos, Sulfuros, Sulfosales, Óxidos) de esta nueva edición del monumental tratado de Dana, sale a luz el segundo volumen, dedicado a las sales oxigenadas (excepto silicatos). El relativo retraso de este volumen no parece exagerado si se considera la enorme cantidad de trabajo que él representa, pero lo cierto es que sin la desgraciada mediación de la guerra ella hubiera sido mucho menor. En efecto, poco después de comenzada su preparación (en 1942), las fuerzas armadas reclamaron los servicios de Berman y Frondel. El primero, ocupado en los problemas de la obtención de calcita óptica y de la fabricación de osciladores de cuarzo, fué llamado en 1944 a Gran Bretaña para consultas técnicas. El avión en que viajaba se destrozó en un aterrizaje forzoso al llegar a Escocia. Con la muerte de Harry Berman, el peso de la compilación del presente volumen recayó en Frondel. Luego de varias interrupciones, la obra quedó completada a principios de 1950. El nombre de Harry Berman figura entre los autores de este volumen como un merecido homenaje a su capacidad y dedicación en esta obra. El profesor Palache, por su parte, representó en esta obra el papel de organizador y director espiritual de su ejecución.

Igual que el primer tomo, y como las anteriores ediciones, esta obra es un monumento a lo exhaustivo. La compilación de los datos ha sido hecha con el más estricto sentido crítico, con la autoridad que es intrínseca de la escuela de Harvard, la más prestigiosa del continente. Se ha tenido especial cuidado de depurar la nomenclatura de nombres inútiles. Los vacíos en el conocimiento de muchos minerales fueron llenados expresamente para este tratado por medio de investigaciones originales de los autores, sobre material de la riquísima colección de la Universidad.

La clasificación seguida es esencialmente química, tomando en cuenta, dentro cada grupo aniónico, la relación catión : anión. Por lo demás, se sigue el mismo esquema descriptivo que en el primer tomo, que con respecto a las anteriores ediciones incluye como principal innovación la de los datos estructurales fundamentales de cada especie (grupo espacial, dimensiones y contenido atómico de la célula unitaria). — *F. G. Bonorino.*

ALEXANDER N. WINCHELL, con la colaboración de HORACE WINCHELL, *Elements of Optical Mineralogy, Part II : Descriptions of minerals*. Cuarta edición (1951), xvi-551 pp., 427 figs. Wiley, New York, Precio, U\$8 12,5.

El segundo volumen del libro de Winchell, cuya anterior edición data del año 1933, es bien conocida por todos los que trabajan en la determinación de minerales al microscopio. Siendo la más completa en su género (aunque sin la exactitud de las tablas de Larsen y Berman), era sensible la necesidad de una actualización de los datos, ya que la información dispersa en publicaciones de los últimos dieciocho años es considerable. Esta nueva edición representa un incremento de 90 páginas, 65 figuras y (como señala su comentador en el *Journal of Geology*, profesor D. J. Fisher), 6 dólares. Entre las principales adiciones pueden mencionarse un capítulo introductorio sobre « Dibujos, proyecciones y diagramas » (demasiado breve para ser realmente útil) y los datos esenciales sobre estructuras. Además, ha habido algunos cambios en la clasificación y en los símbolos. Prácticamente todos los datos nuevos sobre constantes ópticas han sido incorporados ; sin embargo, hay que lamentar la forma deficiente en que son tratados los minerales de las arcillas. El carácter expansible de la estructura de montmorillonita no está mencionado, y la inclusión del agua interlaminaar exige al autor un número de fórmulas que confunden el problema. De los componentes del grupo de la caolinita, leverrierita (sinónimo de caolinita) aparece con montmorillonitas, y la relación entre halloysita y caolinita es ignorada. El grupo de las hidromicas no está prácticamente considerado. Otra omisión sensible es la de los últimos trabajos (Kohler, Oftedahl, etc.), sobre la óptica de alta temperatura de las plagioclasas. La diferencia entre la alteración de los feldespatos potásicos (alofánica) y la de las plagioclasas (sericitica-alofánica), tan útil para el diagnóstico rápido del tipo de feldespato, no es mencionada. El profesor Winchell es un ardiente propugnador del concepto de las variaciones isomorfas en los minerales, y numerosos diagramas indicando los cambios de las propiedades ópticas con la composición, aparecen sumados a los ya abundantes de la edición anterior. Muchos de estos diagramas son apenas de relativa utilidad, pues representan generalizaciones de datos insuficientes, como reconocen los mismos autores. Una larga fe de erratas, en su mayor parte tomada de la minuciosa crítica del profesor Fisher (*Journal of Geology*, 59, 1951, 402), acompaña en hoja suelta a esta edición. — F. G. Bonorino.

## ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

---

COMISION DIRECTIVA : *Presidente* : DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO ; *Vice-Presidente* : DR. MARIO TERUGGI ; *Secretario* : DR. ALBERTO T. J. GIOVINE ; *Tesorero* : DR. EDUARDO METHOL ; *Vocales titulares* : DR. AMÍLCAR HERRERA, DR. GUILLERMO FURQUE Y DR. JULIÁN A. FERNÁNDEZ ; *Vocales suplentes* : DR. HORACIO V. RIMOLDI, DR. CARLOS GENTILE Y DR. HÉCTOR ORLANDO.

SUBCOMISION DE LA REVISTA : DR. ARMANDO F. LEANZA, DR. HORACIO V. RIMOLDI Y DR. HORACIO H. CAMACHO.

---

### REGLAMENTACION DE LA REVISTA

La publicación de la *Revista de la Asociación Geológica Argentina* se regirá por las siguientes normas :

a) La Revista está principalmente destinada a difundir la labor científica de los miembros de la Asociación Geológica Argentina.

b) Ella se publicará trimestralmente, componiéndose un volumen por año.

c) Las contribuciones que en ella se publiquen deberán referirse a las Ciencias Geológicas, debiendo ser preferentemente relacionadas con la República Argentina, representando una reseña general del tema tratado o una síntesis puesta al día, sobre un tema de interés general.

d) Constará de cuatro (4) pliegos como mínimo, pudiendo la Comisión Directiva fijar en cada caso, el número de pliegos que compondrá cada entrega.

e) Todos los trabajos presentados serán considerados por la Comisión Directiva. Esta designará en su primera reunión una subcomisión compuesta por tres de sus miembros, para dictaminar sobre la calidad de los trabajos y cuyo dictamen, presentado oportunamente, será puesto en conocimiento de la Comisión Directiva, la que procederá a aceptar o rechazar los trabajos.

f) Los investigadores ajenos a la Asociación Geológica Argentina podrán publicar en la Revista siempre que así lo soliciten a la misma, la cual resolverá la impresión de sus trabajos, previo informe de la subcomisión correspondiente, de acuerdo a lo establecido en el inciso e).

g) Los trabajos a publicarse deberán ser inéditos. No será aceptado ningún trabajo consistente en simples descripciones de objetos ; para que cumplan con su finalidad científica, ellos deberán ser acompañadas con las conclusiones e interpretación correspondiente.

h) Al editarse los trabajos deberán llevar la fecha de su entrega a la Asociación y la fecha correspondiente al día en que se pongan en circulación.

i) Es imprescindible que todos los trabajos estén precedidos de un breve resumen.

j) Es deseable que todos los trabajos lleven un resumen en idioma inglés, francés o alemán.

k) Las ilustraciones han de limitarse estrictamente al objeto del trabajo, evitando los detalles superfluos. Su tamaño deberá reducirse todo lo posible.

l) Como regla general, todas las ilustraciones deberán intercalarse en el texto.



m) Las láminas fuera del texto no pueden ser material ilustrativo corriente, sino de excepción. La Asociación admitirá como máximo, una lámina fuera del texto por cada diez (10) páginas o fracción mayor de cinco (5) páginas de composición. En caso de que el número de láminas exceda esta proporción, el costo de las mismas correrá por cuenta del autor.

n) Las ilustraciones que excedan, por su tamaño, la caja de la Revista, serán costeadas por el autor.

ñ) Todos los originales, sean ellos del texto como de las láminas, quedarán como propiedad de la Asociación y serán oportunamente archivados, exceptuando las ilustraciones que hayan sido costeadas por el autor.

o) Los autores podrán solicitar cincuenta (50) tiradas aparte de sus trabajos, debiendo requerirlas al enviar el original. Los autores deberán costear la mitad de los gastos que demande esa impresión. En caso que los autores fueran más de uno, este número de tiradas aparte se distribuirá proporcionalmente entre ellos. Los autores podrán pedir un número mayor de separados, corriendo los gastos por su cuenta.

p) Las partes descriptivas de los distintos trabajos (descripciones petrográficas, paleontológicas y de perfiles geológicos) serán compuestas con un tipo más pequeño y con interlíneas más reducidas que el normal.

q) La Comisión Directiva procederá a fijar en cada caso y de acuerdo con las necesidades, el tiraje de la Revista. Asimismo fijará el número de ejemplares que serán destinados al canje.

r) La Comisión Directiva fijará el precio de venta de la Revista.

s) Todos los miembros de la Asociación, de cualquier categoría que ellos sean, recibirán la Revista sin cargo.

#### INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

t) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones :

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) La lista bibliográfica llevará por título : « Lista de trabajos citados en el texto ». Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a, b, c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes : apellido completo e iniciales del nombre del autor ; título completo de la obra ; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen, páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla ; con línea *cortada* los que deban ir en versalita y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

**La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a**

**ITUZAINGÓ 1060, Buenos Aires (Rep. Argentina)**

