

# LA LAGUNA DE POZUELOS Y SU AMBIENTE SALINO (Dep. de Rinconada; Prov. de Jujuy) y)

por  
ANTONIO P. Igarzábal\*

## ABSTRACT

**The Laguna de los Pozuelos and its saline environment.**- An important part of the quaternary deposits of Northwestern Argentine is located in the arid and semiarid environment of the Puna of Salta and Jujuy. A great part of the deposits are found in large tectonic depressions and their gradual replenishment in most cases led to the formation of vast salt deposits which may constitute one of the main natural resources of this region. This first attempt to the knowledge of these saline environment tries to reconstruct the morphogenic evolution of such reliefs and to establish the chronology of the most important events of which El Bolsón de Pozuelos still preserves good evidence of the gradual incidence and increase of antropic actions which, as a negative factor, are responsible of the morphogenetic conditions of this region.

## I. OBJETO DEL PRESENTE TRABAJO

Uno de los rasgos morfológicos más comunes de la región de la Puna lo constituyen extendidos ambientes salinos, cubiertos, esporádicamente, por somerísimas lagunas. Esos cuerpos salinos son la culminación de procesos morfológicos, a partir de estructuras geológicas, deprimidas, con avenamiento centrípeto. Estos cuerpos de agua tuvieron su mayor desarrollo durante el Pleistoceno. Desde entonces, el paulatino decaimiento de la humedad ambiente, complementada por una persistente componente eólica, hicieron que fueran consumidos aquellos caudales, a la vez que se depositaban las sales.

Sin embargo, el borde oriental de La Puna todavía muestra una condición climática menos rigurosa que el resto, con aportes pluviales

que determinan, con relación a la evaporación, un balance hídrico anual inestable. Ello permite la conservación, permanente o temporaria, de algunos pocos cuerpos de agua, con la funcionalidad de los procesos morfológicos que paulatinamente densifican su salinización y que acabarían transformándolos en otros tantos ambientes salinos. La Laguna de Pozuelos es uno de esos escenarios que aguardan ese final, a corto plazo.

El origen y evolución del relieve deprimido de la comarca de Pozuelos, las consecuencias derivadas de las oscilaciones climáticas, la datación probable de los episodios más importantes ocurridos y los rasgos del relieve a ellos asociados, son aspectos que, en un panorama de conjunto, se procura alcanzar en el presente trabajo.

Para tal finalidad, se ha contado con un relevamiento aéreo, a escala 1:50.000, llevado a cabo en el año 1964 y que ha servido de base a la carta interpretación-morfológica que se adjunta, como parte del trabajo.

\* Departamento de Ciencias Naturales, Univ. Nac. de Salta.

## II. CARACTERES GENERALES DE LA COMARCA

### 1. Emplazamiento y rasgos generales de la laguna.

Se encuentra emplazada en la depresión delimitada, al Oeste, por la Sierra de Rinconada y al Este, por las de Escaya-Cochinoca, aproximadamente a 40 km al sur de la frontera con Bolivia, en la provincia de Jujuy, coincidiendo, groseramente, su eje mayor con el meridiano  $66^{\circ}$  W.

Aquella depresión se extiende meridionalmente por unos 70 km. El cierre Sur se materializa a través de las Sierras de Queta y Quichagua. Hacia el Norte, alcanza el mismo límite internacional a través de las estribaciones de la Sierra de Calahoyo. Abarca un ancho promedio de 20 km.

El piso del valle es suave y progresivamente deprimido hacia su interior, existiendo un desnivel de aproximadamente mil metros entre el mismo y las culminaciones de las serranías perimetrales. La laguna está localizada en la parte media de la planicie, ligeramente desplazada hacia el W de la misma.

La superficie cubierta por la laguna difiere notablemente entre las estaciones climáticas extremas, estimándose, para las máximas expansiones —que ocurren al término del período estival— en aproximadamente  $80 \text{ km}^2$ . Las retracciones son drásticas y culminan con la estación primaveral, llegando en ciertos años a virtuales desecamientos, como ocurriera, más recientemente, en 1971 y 73. Sin embargo, las retracciones más frecuentes limitan su perímetro entre 10 y  $15 \text{ km}^2$ , lo que sumado a la someridad del embalsamiento, hacen que el remanente se aproxime al agotamiento, susceptible de total desecamiento, si ocurren 2 o más años consecutivos de precipitaciones por debajo de las usuales.

De acuerdo a la configuración de la cubeta en que está emplazada, sus derrames se extienden, principalmente, hacia sus direcciones extremas. Lateralmente, la expansión ocu-

rre solo en forma pronunciada sobre su margen occidental, dado que la oriental es lo suficientemente entallada para impedir el avance de las aguas.

El piso de la laguna, notoriamente uniforme, desciende insensiblemente, por lo que sus mayores profundidades, para caudales medios frecuentes, no son superiores a 1,50 m.

### 2. El escurrimiento; régimen hidrológico.

La densidad de los cursos que recorren los flancos de la depresión denota el alto índice de escurrimiento que la afecta. De ellos, los ríos Santa Catalina y Cincel, en los extremos Norte y Sur, respectivamente, resultan los únicos colectores importantes que, con régimen semipermanente, alimentan la laguna. De igual régimen, pero de reducido aporte, resulta el río Guanacuno, también asociado a la cabecera Sur de la misma. Sin embargo, aquellos cursos, para el período de estiaje, sólo siguen siendo fluyentes en sus tramos finales. Poseen caudales fluctuantes; durante el estiaje se reducen solo a unos  $50 \text{ m}^3/\text{min}$ , término medio, mientras tanto, se incrementan notablemente con la llegada de las crecientes.

No obstante, no es precisamente el escurrimiento lineal el mecanismo que provee los únicos caudales de alimentación. Un denso sistema de vertientes contornea las márgenes de la laguna, en modo particular la oriental. Aunque estos aportes son permanentes, sus volúmenes se reducen considerablemente durante el estiaje, por congelación de los alubramientos. Estas, sin excepción, son aguas duras, pero sobre el borde oriental, las mismas incrementan fuertemente su salinidad.

Los sondeos realizados en el perímetro inmediato a la laguna, señalan la presencia de un nivel freático continuo, casi aflorante.

Durante la estación fría el suelo permanece superficialmente congelado durante la noche y hasta promediar la mañana. Posteriormente se produce fusión hasta la puesta de sol; luego la temperatura decrece bruscamente. Durante el período estival el suelo se caracteriza

por su intransitabilidad, convertido en un medio fangoso, fácilmente hendible.

Pese a la salinidad de las aguas, la superficie de la laguna llega a congelarse, casi totalmente, en los días rigurosos del invierno, con espesores de hielo hasta 5 cm.

Numerosos cursos, que descienden de las serranías perimetrales, proveen abundantes caudales que llegan concentrados hasta el pie de las mismas, donde se insumen rápidos en un espeso acúmulo de pie de monte, escapando al dilapidador efecto de la evaporación. Solamente en el breve período húmedo, el escurrimiento se prolonga radialmente al centro de la cuenca, pero sin alcanzar, salvo excepcionales precipitaciones, a descargar en la misma laguna.

A medida que el drenaje concentrado se aleja de la montaña, el mismo diverge en múltiples cursos menores, por lo que su competencia al transporte se debilita progresivamente, razón por la que a los planos bajos de la depresión solo llegan los materiales más finos; primordialmente gravillas, arenas y limos.

En cuanto al caudal aportado por pluviosidad directa a la laguna, sin ser despreciable, no resulta significativo, por su irregular distribución.

La contracción persistente a que ha sido sometido este cuerpo de agua, resulta del desequilibrio entre alimentación y evaporación.

### 3. Características climáticas.

La región de Pozuelos está emplazada en la Sub-región de La Puna Seca (Cabrera, 1968) caracterizada porque en ella aún persisten lagos y ríos, pero se hacen presente los salares y las precipitaciones decrecen hasta 400 mm, en la Puna Húmeda, a términos que disminuyen rápidamente hacia el SW. Así, p. ej., mientras La Quiaca (localidad a 40 km al NE de la laguna) recibe, término medio, 380 mm anuales, en la zona de estudio llueven 280 mm, en igual período.

Hacia el SW de Pozuelos, la humedad se reduce rápidamente y se pasa a la Puna Desértica. Esta degradación rápida de la humedad

está explicada por la interposición, en el camino de las corrientes húmedas —provenientes del anticiclón atlántico—, de numerosos cordones montañosos, de orientación submeridional, cuyas alturas superan los 3500 m.

Generalizadamente, el clima de la región es de tipo continental, de marcada radiación; seco y frío, con lluvias casi exclusivamente estivales e incommunes nevadas, durante el invierno. Son notables las amplitudes térmicas, las que adquieren valores medios no inferiores a 20° y extremos hasta de 40°.

Los datos meteorológicos recogidos en la zona de Pozuelos son de escaso valor, por lo precarios y discontinuos. Solamente se ha podido contar con una eficiente sistematización de datos provistos por la Sub-Estación Experimental Agropecuaria (I.N.T.A.) de Abrampampa, ubicada en las estribaciones orientales de la Sierra de Cochino, aproximadamente a 25 km, en línea recta, al SE de la laguna de Pozuelos.

A partir de la información recogida en las fuentes mencionadas y aquella obtenida personalmente durante la realización del presente estudio, ha sido posible elaborar el siguiente cuadro sobre las características climáticas generales de esta comarca:

a) *Temperatura*: existe una marcada diferencia de temperatura entre las estaciones extremas, estimándose en 6° la media anual para los últimos 10 años. Las máximas anuales se dan entre los meses de noviembre y enero, resultando la media para ese lapso de 24°. Por su parte, las temperaturas frías más acentuadas ocurren casi regularmente en el mes de julio, durante el cual se llegó a anotar la mínima absoluta de -23°. El promedio de éstas para dicho mes se lo estima en -13°, mientras la media sólo alcanza a 0.7°.

La marcada amplitud que afecta la región es consecuencia de su elevado grado de continentalidad. Debido a la altura, la temperatura —como consecuencia de la intensa radiación solar—, alcanza las marcas más elevadas entre

las 12 y 14 hs, normalmente. Las bajas temperaturas nocturnas —a la que contribuye la diafanidad del cielo—, provocan rigurosas heladas diarias en los meses críticos y menos comunes e intensas en el resto del año, aún en primavera, pero excepcionales en verano.

Resultan de interés las observaciones de temperaturas del suelo. En los meses más calientes, este se caldea próximo a los  $36^{\circ}$ . El promedio de las máximas absolutas para el período diciembre-febrero se lo estima en  $30^{\circ}$ , mientras el promedio mensual de las máximas, para igual período, es de aproximadamente  $26^{\circ}$ . La temperatura media para los meses más fríos es aproximadamente de  $3^{\circ}$ , permaneciendo varias horas diarias congelado. Por su parte, el promedio anual oscila alrededor de  $17^{\circ}$ .

b) *Vientos*: los vientos regulares soplan del cuadrante W. Son secos, fríos, discontinuos y turbulentos. Habitualmente se hacen presentes al medio día, aumentando rápidamente de velocidad, la que alcanza picos máximos en las primeras horas de la tarde. Excepcionalmente remontan hasta 70 km/h, oscilando frecuentemente entre valores de 20 a 30 km horarios. Por lo general se detienen al atardecer, pero la atmósfera se mantiene brumosa, debido a los finos materiales puestos en suspensión.

Los torbellinos resultan un fenómeno asociado a los planos salinos desprovistos de vegetación, donde la superficie se recalienta en relación a las áreas adyacentes, mejor protegidas.

A los vientos se deben las construcciones de arena, en modo particular las *dunas trepadoras* que se observan en todo el ambiente de La Puna y cuyos materiales, para un área determinada, solo parcialmente son autógenos.

c) *Humedad relativa ambiente*: está estrechamente vinculada a los anteriores factores. Aún cuando en términos generales el valor de la humedad relativa de la región de La Puna es muy baja, la misma varía en extremo con la influencia del viento. La sequedad ambiente re-

sulta crítica en el invierno. No obstante, en las primeras horas de la mañana, coincidiendo con las horas de rocío, adquiere valores máximos (hasta 80%). Luego decrece gradualmente hasta que inicia su actividad el viento, circunstancia que provoca el descenso acelerado de la misma a medida que aquel incrementa la velocidad y, a lo que se suma, el efecto de la temperatura. De esa manera, en las primeras horas de la tarde, la humedad es inferior al 20%. En base a los registros disponibles puede estimarse su valor medio anual en 45%. En aquellas condiciones más favorables, adquiere valores extremos que provocan la acelerada reducción del caudal de la laguna.

d) *Las precipitaciones*: La Puna reconoce normalmente un corto período de lluvias, comprendido entre los meses de octubre a marzo. Los meses de abril y septiembre solo cuentan con precipitaciones secundarias, las que en ciertos años resultan excepcionales. Para las estaciones de invierno y otoño son poco comunes y, en general, de escasa importancia. Cuando ocurren, lo hacen en forma de nevadas.

Para el área de Pozuelos las lluvias son bastantes irregulares, con años en que el volumen de las mismas ha llegado a superar ligeramente los 550 mm y, en otros, ha sido inferior a 150 mm. El promedio para los últimos 10 años ha sido calculado en 280 mm anuales.

De acuerdo a los conceptos de Chaptal, sobre los efectos morfológicos de las lluvias en relación a su duración, se deduce para la zona de Pozuelos una tendencia generalizada al escurrimiento, de donde surge el carácter modificador de esta actividad, pero sensiblemente disminuida por la porosidad del suelo y el efecto protector de la cobertura vegetal.

El granizo es un fenómeno frecuente durante la estación húmeda y se caracteriza por su remarcado tamaño.

#### 4. Suelo y vegetación.

Las características rudas del clima determinan que el proceso de edafización sea suma-

mente lento y, por ende, los perfiles de los suelos resulten casi indiferenciados, o precariamente desarrollados. Por carácter recíproco, la falta de suelos moderadamente desarrollados permite deducir que los climas recientes no fueron esencialmente diferentes del actual.

En las partes perimetrales de la cuenca, en las adyacencias de los frontones rocosos, se desarrollan suelos pedregosos, gradando paulatinamente hacia el interior a suelos castaños limosos y halógenos. Al alcanzar las proximidades de la laguna, los sedimentos limosos son espesos, finos y densamente salados, convirtiéndose la superficie en anchos llanos alcalinos.

La naturaleza rexistásica del medio de Pozuelos encuentra aisladas excepciones a través del desarrollo de vertisoles, los que prosperan en algunos sectores inmediatos a la laguna, favorecidos por los altos porcentajes de minerales alcalinos térreos y el deficiente drenaje de los terrenos afectados.

Fitogeográficamente, la vegetación de la comarca integra el Dominio Andino y, dentro del mismo, pertenece a la Sub-región de la Provincia Puneña, comprendida entre los 3400 y 4300 m de altura (Cabrera, op. cit.). Las características de la cobertura vegetal denuncian la modalidad del clima. Prosperan aquí formaciones herbáceas, arbustivas y formas desérticas. Las primeras se adecúan a la parte más baja de la cuenca, donde los suelos adquieren precario desarrollo. Son de tipo perenne y xerofítico, predominando las gramíneas (*Oxichloe*) y pajonales duros (*Festuca*). Un tapiz exclusivo de las primeras bordea enteramente la laguna, jugando un rol morfológico importante frente a la deflación. De igual manera, ejercen acción retentiva del suelo y controlan el drenaje laminar.

Mientras la comunidad de cardones (*Trichocereus*) se ubica sobre las primeras estribaciones de las serranías que bordean la depresión, la Tola (*Lepidophyllus* sp.) y la Yareta (*Azorella* sp.), se extienden por el piso de la misma. Los ejemplares más vigorosos han de-

saparecido, devastados por el hombre, quien los utiliza como combustible.

Por encima de los 3800 m se observan aislados bosquesillos de una especie arbórea que persiste hasta los 4200 m y que debe ser considerada relictica (*Queñoa*; *Polylepis romentella*). De sus características se deduce que debió prosperar en un clima más húmedo que el vigente, pero, no obstante, referido a un desierto de altura, menos rudo que el actual.

Los árboles alóctonos solo se desarrollan en lugares resguardados y protegidos por el hombre (Rinconada, Cieneguillas, Pan de Azúcar, etc.).

El acentuado reposo vegetativo a que obliga la prolongada estación seca, provoca un decaimiento de su cobertura —en modo especial hierbas y gramíneas—, la que resulta insuficiente frente a las necesidades alimenticias del ganado.

*Ubicación del clima:* el autor De Martonne (1935), establece distintos tipos de climas secos sobre la base del *Índice de Aridez*, calculado sobre la base de los datos de temperaturas y precipitaciones medias anuales para una determinada zona. Para Pozuelos, el Índice calculado equivale a un clima *semiárido moderado*.

Por otra parte, el carácter estacional del escurrimiento de esta comarca, a diferencia del solamente ocasional que poseen las regiones áridas, también argumenta en favor del tipo de clima antes mencionado.

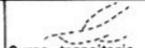
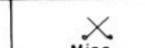
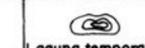
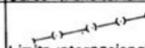
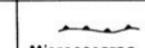
Finalmente, la naturaleza de la cobertura vegetal resulta igualmente un índice del carácter moderadamente seco de este clima, digamos, *subárido*.

### III. RASGOS GEOLOGICOS Y GEOMORFICOS.

#### A. Tectónica

La disposición de las entidades litológicas que componen la estratigrafía del área de Pozuelos, pone de manifiesto la naturaleza tectónica de su relieve deprimido. Se trata de una

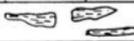
# REFERENCIAS GEOGRAFICAS

 Curso permanente	 Curso transitorio	 Mina	 Camino	 Laguna temporaria
 Vertiente	 Limite internacional	 Ribera entallada	 Microescarpa	 Poblacion

## GEOLOGICAS

 Falla	 Falla inferida
 Sedimentos marinos	 Sedimentos continentales
 Tobas ignimbricitas	 Acidas hipabisales
 Dacitas	

## GEOMORFOLOGICAS

	Pleistoceno inferior	Pleistoceno medio	Pleistoceno superior	Holoceno	Actual
Cono de deyeccion					
Glasis de erosion a 1º nivel b 2º nivel	a 	b 			
Glasis de pie de monte					
Derrames lacustres					
Deltas					
Deltas sub lacustres					
Abanicos					
Gravilla y arena					
Lineas de ribera a) maxima inundacion b) fugaz		(Paleoriberas)		a)  b) 	
Terraza lacustre					
Turba poligonada					
Valle en "v"					
Valle acunado					
Paleocauces					
Cubeta de decantacion					
Medanos					
Eflorescencias salinas					

# BOLSON DE POZUELOS (JUJUY)

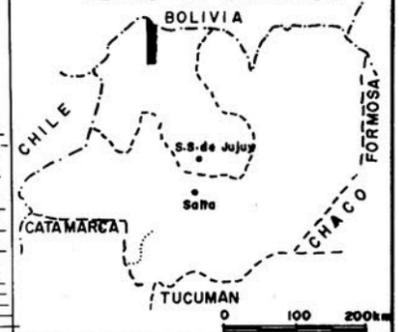
CARTA GEOMORFOLOGICA

ESCALA

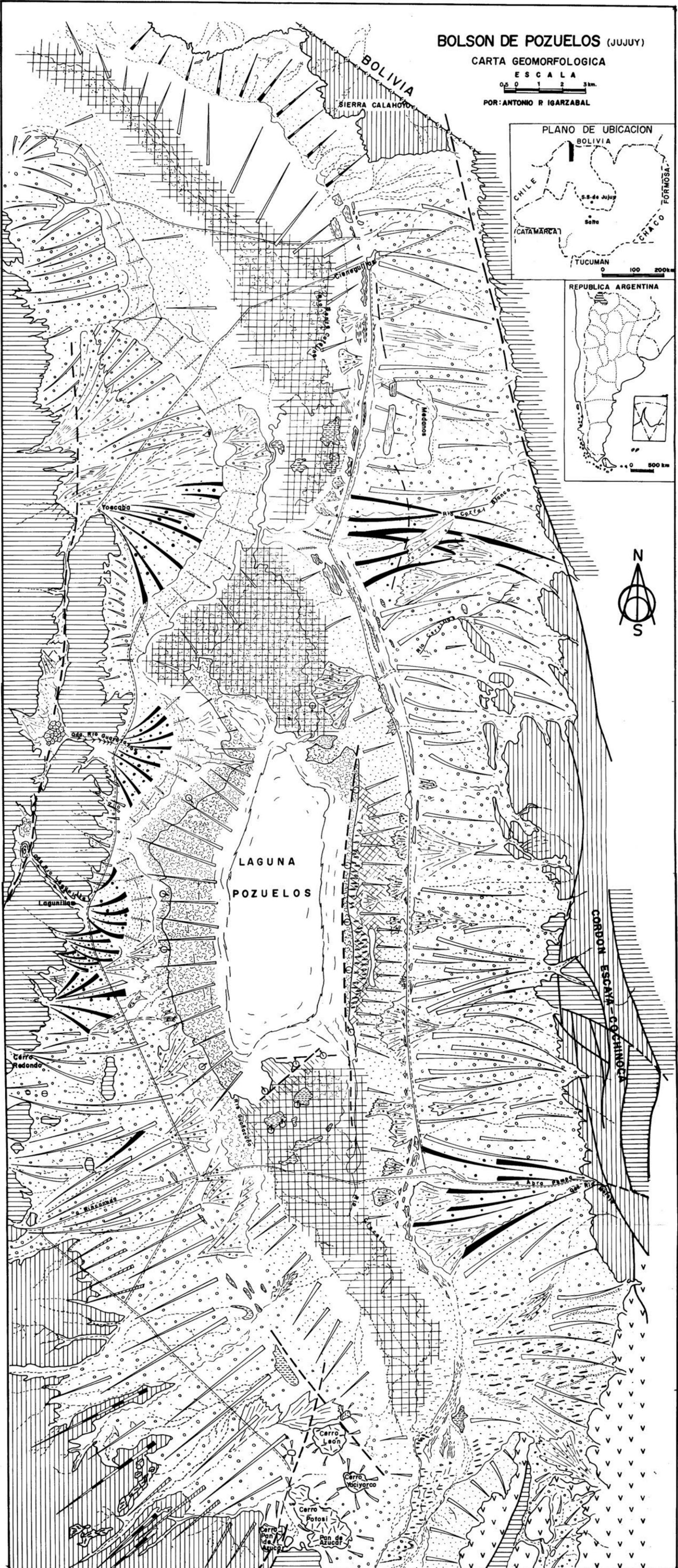
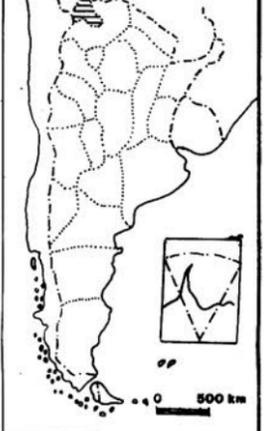


POR: ANTONIO R. IGARZABAL

PLANO DE UBICACION



REPUBLICA ARGENTINA



*Tectónica de bloque*, generada a partir de los Movimientos Andicos. Esos bloques están delimitados por sistemas de extensas fallas regionales —generalizadamente de tipo inversas—, de orientación submeridional, a lo largo de las cuales se ha emplazado un vulcanismo contemporáneo con la compartimentación de los mismos. Hacia el S de Pozuelos, sobre la misma faja tectónica, se ubican las depresiones de Guayatayoc, Salinas Grandes, etc.

Los depósitos cineríticos, cuyos materiales han sido proyectados a partir de aparatos ubicados en el extremo SW, en las adyacencias de la estructura, pero fuera de ella, han aterrado por igual los sedimentos marinos y continentales que pone en contacto el extenso fallamiento regional que margina la depresión, a lo largo del flanco oriental de la Sierra de Rinconada.

Aquellos depósitos volcánicos, profundamente disectados a lo largo de la zona de debilidad que aterran parcialmente, no muestran evidencias de importantes desnivelaciones a lo largo de la misma. Por ello, debe entenderse que el enfosamiento tectónico de Pozuelos es anterior a aquel vulcanismo. Este, por otra parte, —a decir de su composición— resultaría contemporáneo del que diera origen a *domos lávicos* y sus respectivas esporádicas proyecciones, emplazados en el piso de la cubeta.

La edad de los movimientos que originaron el enfosamiento de esta región, es atribuida a la que originaron la segunda fase de movimientos del Ciclo Andino, iniciados en el Terciario y prolongados en el tardío Pleistoceno Inferior, durante el cual quedan definidos los grandes rasgos de éstas estructuras. Sin embargo, la movilidad estructural no acaba por entonces y sus reacciones temporarias —frente a la falta de equilibrio estable de los bloques—, han dejado impresos sus efectos a través de particulares rasgos morfoestructurales. Numerosos autores vienen aportando sobre la persistencia de la Neotectónica, Polansky (1962) y Regairaz (1970), entre otros.

## B. Morfología

Geomorfológicamente el área de Pozuelos reviste las características distintivas de un *relieve en bolsón*. El mismo señalaría el límite a partir de donde y hacia el oeste, se extiende, con caracteres geomórficos netos, la Región de La Puna. Independientemente de su característica estructura geológica, ésta última se distingue de Cordillera Oriental por la frecuencia de los productos volcánicos y sus aparatos, los que se tornan elementos característicos del relieve, en aquella dirección. Estos, están bien desarrollados en el extremo sur de ésta comarca, donde sobre el piso de la depresión se alzan numerosos conos subvolcánicos, estudiados por Igarzábal y Viramonte (1972). Manifestaciones volcánicas importantes, también se ubican en la parte austral de la Sierra de Rinconada. Hacia el norte, sobre la misma orografía, se ubica el C° Redondo, de igual naturaleza que los ante señalados aparatos subvolcánicos.

El alargamiento meridional de la depresión, refleja un manifiesto control estructural de la misma, marginada, casi enteramente, por enmarcadas unidades orográficas.

También el piso de la cubeta, no obstante su casi total aterramiento, refleja efectos de fallamientos, cuyas estructuras aparecen controladas por la ubicación de los aparatos subvolcánicos (Cerro León, Yaciyorco, Pan de Azúcar, etc.) y microrrelieves reflejados en la superficie de la cobertura cuaternaria. Específicamente, algunas de esas fracturas confieren rasgos morfológicos característicos a ciertos sectores de las márgenes de la laguna.

Sugestivamente, el relieve del extremo S y fundamentalmente SW del piso del bolsón, crece en altura en esa dirección, hasta alcanzar, aproximadamente, un centenar de metros sobre el mismo. Se trata de un relieve de suave pendiente interior, modelado en sedimentos terciarios, que fue aterrado por depósitos cineríticos. Progresivamente la denudación ha venido eliminando ésta cobertura, hasta exhumar, en gran parte, aquellos sedimentos. Actual-

mente el proceso está detenido, mostrando los remanentes de un relieve en planos inclinados regularmente, elaborados sobre los sedimentos terciarios, los que rematan en escarpados frentes cineríticos.

El endorreísmo de Pozuelos está estrechamente vinculado con la naturaleza tectónica de las estructuras que afectan la región.

No obstante el enfosamiento tectónico inicial, el mismo pudo haber dado margen a que la red hidrográfica de esta área continuara escurriendo con drenaje atlántico, como ocurre actualmente con el desague de la vertiente occidental de la Sierra de Rinconada (Cuenca del río San Juan). Un incipiente endorreísmo se habría iniciado con el pandeo del estrecho y extendido bloque deprimido, endorreísmo que a partir de entonces viene siendo remarcado por la movilidad diferencial de algunos de los bloques menores que dividen el piso del bolsón. Esto último está evidenciado en los sectores terrazados, marginales a la laguna, originados en dicha movilidad diferencial. Estos acontecimientos serían los responsables del desdoblamiento del escurrimiento originario, en los dos tramos actuales que convergen a la laguna. La incidencia de los factores tectónicos y climáticos, perimetrales a la Cordillera de los Andes, fue tratada extensamente por De Martonne (Op. Cit.).

### 1. Configuración morfológica de la Laguna de Pozuelos; rasgos primarios y actuales.

La debilidad de las acciones morfogénicas actuales hace que la mayor parte de los rasgos vinculados con la primitiva máxima expansión de este embalsamiento, aparezcan bien conservados. De esta manera, pueden ser identificadas las líneas de riberas y deltas primarios, posibilitando su comparación con los rasgos actuales y la obtención de lógicas deducciones, vinculadas con la evolución del cuerpo de agua y los procesos a ella relacionados.

#### a) De los rasgos lacustres

##### a.1) Las riberas

*Primarias:* si bien sobre las fotografías aéreas las líneas de riberas abandonadas más próximas al perímetro de la laguna, aparecen bastante nítidas, existen rasgos de otras más externas, cuyas huellas, en gran parte, ya han sido borradas por el avance de los acarreo aluviales. Sin embargo, estas últimas coincidirían con la máxima expansión lacustre, pues a ella converge el acuífamiento de los sedimentos lacustres. Con esos límites extremos no se asocian rasgos de entallamientos de las riberas, lo que en principio sugiere una permanencia poco estable de aquel nivel. Por el contrario, una nueva línea de ribera se localiza aguas abajo, en la que el marcado entalle que se observa sería el resultado de una prolongada estabilidad del espejo de agua.

Esas riberas son de tipo primarias y en ningún caso son rocosas.

Las correspondientes a la margen oriental son generalizadamente rectilíneas, mientras que las del borde opuesto son lobuladas. Las primeras reflejan el carácter regular del relieve asociado a las mismas, consistente en extendidos planos que, con decreciente intensidad de pendiente, se desarrollan entre el pie montañoso y las riberas. Por su parte, las referidas a la margen occidental acusan la presencia más cercana —en algunos sectores bastante inmediata— de las estribaciones montañosas, de las que en su momento se desprendieron potentes conos aluviales, cuyos lóbulos llegaron a proyectarse sobre el mismo lago.

Las riberas de referencia —sobre las que se alinean los caseríos de los nativos—, se elevan una decena de metros sobre el piso actual de la laguna, el que en parte ha quedado a la vista, asociado a rasgos tectónicos.

Independientemente de la evidencia topográfica, la ribera está señalada morfológicamente por su asociación a una microterrazza construida por los aportes subaéreos en el extremo

distal de los planos pedemontañosos, lo que explica el perfil entallado de la misma.

A medida que las riberas se extienden hacia los extremos del lago primario, se incurvan progresivamente sobre los ríos cabeceras, cerrándose sobre los mismos, a la altura de sus deltas contemporáneos. En estos sectores, sus rasgos son menos nítidos, debido al aterramiento que originaron los posteriores aluvionamientos, a medida que el cuerpo de agua se contraía.

Las huellas de los remanentes de estas riberas, que aún se conservan en distintos sectores, permiten reconstruir, tentativamente, el primitivo perímetro inundado.

Como se desprende de la comparación de los límites de máxima expansión, en relación con las actuales, aquella no se debió en forma importante a la dilatación lateral, sino a la de su extensión, resultante de la conformación de la estructura en que el cuerpo de agua se aloja.

*Riberas actuales:* se reparten en dos tipos: de influencia tectónica y de aportes. Tampoco en estos casos han sido elaboradas en afloramientos rocosos.

Las primeras se caracterizan por estar asociadas a un relieve acantilado, de baja altura. Están bien expresadas a lo largo del flanco oriental de la actual laguna. Además, aparecen, con desarrollo localizado, en el sector SW de la misma. En el primer sector, la línea de ribera se ha adaptado a lo largo de una zona de fractura, de orientación submeridional. Aparentemente se trataría de la misma faja de debilidad que se extiende hacia el SW, localizada visiblemente en el flanco oriental del C° Pan de Azúcar.

Sobre la laguna, la escarpa es la consecuencia de la desnivelación de los bloques, a lo largo de la zona de fractura, desconociéndose la verdadera magnitud del resalto de la falla. En la parte media de su desarrollo, la escarpa alcanza 4 m de altura, la que decrece en direcciones extremas, hasta desaparecer aterrada por el relleno de los deltas.

En detalle, este sector de la ribera está compuesto por una superficie frontal, de pendiente rígida, a cuyo pie se vinculan dos microescalones con resaltos de 50 a 60 cm cada uno y que delimitan entre sí estrechas fajas de superficies muy regulares y ligeramente inclinadas hacia el interior de la laguna. La prueba de la naturaleza tectónica de dicha escarpa está evidenciada en el sector de piso lacustre que ha quedado suspendido y que se prolonga, regularmente, hasta el límite de la paleoribera. Debe admitirse entonces, que el frente del acantilado responde a una microescarpa de falla retrocedida y los escalones menores reflejan los efectos de nuevos episodios de movilidad, muy recientes.

En el sector sur de la laguna, algunos rasgos elementales del relieve permiten suponer la presencia de otras fracturas que han dado lugar a otro sector de ribera microacantilada, hasta 3 m de altura, que decrece gradualmente a medida que la misma es invadida por los acopios deltaicos de los ríos Cíncel y Guanacuno. También en este sector, el pie del plano frontal remata en un estrecho rellano, relacionado a un escalón terminal de unos pocos centímetros.

En cuanto a las riberas de construcción, son originadas por los aportes laterales y complementan el perímetro de la laguna. Están expresadas en amplias playas limo-arenosas salinas, de remarcada regularidad y pendiente muy amortiguada.

#### a.2) *Los deltas*

*Primarios:* estuvieron bien desarrollados en las desembocaduras de los cursos cabeceras, correspondientes a los períodos de mayor estabilidad de las riberas. Su expresión morfológica es escasamente denunciada, ya que los derrames de crecidas vienen obliterando la mayor parte de sus rasgos; no obstante, aún resalta claro el perfil ligeramente convexo de sus superficies. Sus contornos están señalados por sectores pantanosos, que el río inunda durante las crecidas, al igual que numerosos brazos de delta, ya casi aterrados y que se constituyen en fugaces lagunas alargadas.

Superficialmente los materiales que componen estos planos están referidos a limos arenosos, pardoamarillentos, recubiertos por una delgada faja de suelo, de 10 a 15 cm de espesor, sobre el que se arraigan densos campos de plantas arbustivas (Tola). Estos suelos ocupan los sectores apicales de aquellos deltas y desaparecen en dirección de las actuales descargas de los ríos que los originaron, a la vez que, en esa dirección, se incrementan las eflorescencias salinas. Aquellos cursos se vienen encajando en los depósitos deltaicos, sincrónicamente con la contracción del espejo de agua. Resulta así, que aquellas superficies progresivamente se divorcian de las actuales acciones fluviales. Sus suaves pendientes y la eficaz protección que ejerce un tapiz de duras gramíneas, evitan la fácil disecación de estos depósitos en manos del carvamiento y complementarios efectos eólicos.

*Deltas actuales:* ripio y arena son los componentes esenciales que edifican estas formas. Son muy recientes y, consecuentemente, de escaso desarrollo. De los mismos, el correspondiente al río Cincel aparece mejor organizado, compuesto por varios cortos brazos que separan angostas fajas de aluvión y que son sometidas a los efectos de las inundaciones estacionales.

El delta del río Santa Catalina es casi embrionario y en ocasión de los fuertes desecamientos de la laguna, el mismo asoma compuesto de diversos bancos de limo, arenas y gravas.

### a.3) *Cubetas de decantación*

Un rasgo común para los amplios sectores lacustres abandonados lo constituyen numerosas somerísimas depresiones, solamente anegadas en el período estival. El piso de las mismas aparece tapizado por una superficie abriantada de limos y arenas, resquebrajada por múltiples grietas de contracción. Las formas variadas de sus contornos indican orígenes distintos. En algunos casos, es evidente su vinculación a líneas de debilidad del sustrato rocoso, cuya movilidad se refleja, en superficie median-

te depresiones alargadas en el rumbo de las fallas. En otras circunstancias el encharcamiento está vinculado con obstrucciones del escurrimiento, como ocurre con el sector de médanos, sobre la terraza lacustre. Tampoco faltan aquellas otras depresiones que se han generado a partir de elementales sinuosidades del relieve y que han evolucionado a partir del lavaje y redisolución de las sales de los sedimentos lacustres, derivadas, posteriormente, a los niveles más profundos a través de los agrietamientos de la superficie.

Estas depresiones juegan un rol importante, relacionado con la actividad eólica.

## 2. Los relieves laterales a la laguna

### a) *Conos y abanicos aluviales*

La denudación de los bloques perimetrales a la depresión tectónica ha sido moderadamente intensa, a deducir del estado de madurez de las serranías que resultaron de la evolución de los bloques positivos. Una importante masa de detritos invadió la morfoestructura deprimida, originando particulares formas de acumulación: los conos. Algunos de ellos tienen manifiesta expresión topográfica y como tales, son referidos como conos de deyección. En otros casos, por el contrario, son chatos y por lo tanto escasamente diferenciados sobre el piso de la cubeta, individualizándolos como abanicos aluviales.

De los conos de deyección, el más importante resulta ser el de Yoscaba, el que a partir de la desembocadura de la quebrada del mismo nombre, invade la planicie aluvial, cubriendo una superficie próxima a 30 km<sup>2</sup> y un espesor de 15-20 m, en su sector apical. A partir de la misma serranía tienen origen otros conos menos extendidos, pero igualmente importantes, como los de Guayatayoc y Lagunilla, ubicados frente mismo a la Laguna de Pozuelos.

Por su parte, de la vertiente occidental de la Serranía Escaya-Cochinoca, se desprenden otros varios aparatos de igual naturaleza,

resultando el más importante el localizado frente al cono de Yoscaba y elaborado a partir de la descarga de la Quebrada de Corral Blanco. Entre ambos estrangulan el drenaje de la planicie, que solo da paso al escurrimiento del río Santa Catalina. No obstante el imbricamiento frontal de ambos aparatos, que originaron una virtual división del lago, éste se mantuvo permanentemente unificado durante su evolución.

Bajo las actuales condiciones climáticas, estos relieves no solo están detenidos en su evolución, sino que vienen siendo progresivamente denudados.

Los abanicos aluviales constituyen formas más frecuentes, pero a la vez de reducida extensión. Con la casi total desecación del lago original, los cursos temporarios han comenzado a invadir los planos lacustres abandonados y derraman sus aportes de crecidas en forma de múltiples abanicos, de reducido espesor.

#### b) *Relieves en glacis*

Los voluminosos aportes torrenciales que rellenan los abruptos entre los bloques tectónicamente diferenciados del bolsón, fueron remodelados por particulares modalidades del escurrimiento, que introdujeron los cambios climáticos y, de esa forma, han sido diseminados, amplia y extensamente.

En otros casos, el escurrimiento ha elaborado regulares superficies rocosas, recubiertas por delgado y discontinuo manto detrítico, las que progresan a expensas del retroceso de relieves residuales.

Así se han originado extensas superficies, regularmente inclinadas, que conectan los faldeos de los elementos orográficos perimetrales con las márgenes del lago primario, relieves identificados como *glacis*. Estos constituyen las formas del relieve más divulgadas de la región.

#### c) *Sedimentación*

Los acopios detríticos recubren, casi enteramente, la superficie del bloque deprimido tectónicamente. Solo en el sector SW el subs-

trato rocoso emerge gradualmente de los acúmulos y gana altura en aquella dirección, hasta culminar en unos 200 m sobre la planicie aluvial. Sobre el borde mismo de la cubeta, una angosta faja, erosivamente deprimida a lo largo de una extensa falla regional, separa dicho relieve del tronco montañoso que compone la Sierra de Rinconada. Integran dicho relieve sedimentos terciarios compuestos por arcillitas, limolitas, areniscas y conglomerados. A la altura del C° Pan de Azúcar estos sedimentos toman contacto, con relación tectónica, con sedimentos ordovícicos. Aprovechando esa zona de debilidad, se han extruído cuerpos dómicos, dacíticos, cuya composición modal, en forma general esta dada por la presencia de fenocristales de plagioclasa (Ab 70-80), cuarzo, placas de biotita, oxihornblenda y una masa vítrea, en parte fluidal.

Los sedimentos terciarios, con disposición pseudo-vertical en las inmediaciones de los extrusivos, pasa gradualmente a posición pseudo-horizontal, o ligeramente inclinada al W. El conjunto aparece suavemente plegado.

Los bloques positivos que marginan la depresión, están constituidos, preferentemente, por espesos sedimentos marinos, representados por lutitas areniscosas, referidos a la Formación Acoite, del Ordovícico (Turner, 1964). En el Cordón Escaya-Sierra de Cochino, a los antedichos sedimentos se adosan—con neta relación tectónica— sedimentos continentales correspondientes al Grupo Salta (Cretácico-Terciario), integrado por areniscas, conglomerados, margas y calcáreos.

Una poca espesa unidad de tobas ignimbríticas cubre, en buena parte, los sedimentos terciarios en el extremo SW de la depresión. También su extremo NE (Sierra de Calahoyo) está asociado a depósitos de tobas (Fm. Tafna; Turner, op. cit.).

## EL CUATERNARIO

Si bien los depósitos cuaternarios dominan el área de Pozuelos, su adecuada correla-

ción y ulterior cronología, con relación a los de áreas inmediatas, faltan, desde el momento que las formaciones modernas recién comienzan a ser analizadas minuciosamente, atento a la importancia que las mismas presentan frente a su estrecha vinculación con el desarrollo humano.

La datación relativa de estos sedimentos se vuelve aún más dificultosa en los ambientes deprimidos donde, pese al espesor y variedad genética de los mismos, no se manifiestan contrastadamente en la topografía, como ocurre en nuestro medio. Por otra parte, la rapidez con que se efectuó la deposición, impidió la distintiva y neta alteración de los materiales y con ello, la posibilidad de utilizar tales circunstancias como único criterio de correlación.

Mientras tanto, manifiestos fenómenos universales, como las glaciaciones y sus testimonios, vienen siendo exitosamente ensayados como métodos de correlación y datación relativa, para los depósitos ocurridos durante aquellos eventos. Los mismos ponen de manifiesto la interrelación de las características de dichos sedimentos con las modalidades climáticas y sus oscilaciones, ocurridas durante el Pleistoceno. La morfogénesis resultante se traduce en el relieve, a través de rasgos característicos.

Esos estudios han puesto de manifiesto que para América, a lo largo de la Cordillera de los Andes, dichos acontecimientos fríos han estado acompañados, en algunos casos, por una mayor humedad y temperatura más baja y, en otros, inversamente, con una incrementación de la sequedad del ambiente, circunstancias que se han visto reflejadas en los caracteres del relieve. De éstos, los planos de pedimentación, son vinculados a los englazamientos, mientras que los sectores de perfil cóncavo, que unen dos niveles de pedimentación, son atribuidos a las acciones generadas a partir de las fases pluviales que acompañaron a las glaciaciones. Por otra parte, éstas oscilaciones climáticas se traducen en cambios de la dinámica del transporte, reflejados, consecuentemente, en las características y modalidades de sus depósitos.

Este tipo de correlación ha sido particularmente aplicado en distintas regiones secas de América, inmediatas a la Cordillera. Para Argentina, se han llevado a cabo en distintas latitudes y, de ellas, las más inmediatas a la zona de estudio han tenido como escenario las Sierras de Anconquija y áreas de influencia (Lecarpentier 1970; Rohmeder 1942; Ferreiro 1973; García Salemi 1973, entre otros).

En el área de Pozuelos, precisamente, están presentes extendidos planos de pedimentación, vinculados a los eventos glaciares. Por otra parte, la naturaleza de los sedimentos cuaternarios depositados en ésta cuenca, ponen de manifiesto diferentes modalidades de deposición, en relación a las características climáticas que las acompañaron.

En base a esos elementos de juicio, se intentará establecer la correlación local de los sedimentos, a la vez que se ensayará explicar la evolución de esta morfoestructura, hasta nuestros días, con miras a extenderla a otras localidades del altiplano, en futuros trabajos.

Para ello tomamos como punto de partida los testimonios glaciares regionales. Estas manifestaciones están poco difundidas, ya que solamente se disponen en las zonas más elevadas de la región.

Algunos autores, Viers (1963) p. ej., para los Andes Sud-Americanos y sus áreas de influencia, no solo desechan la idea de la presencia de las cuatro clásicas glaciaciones pleistocénicas, sino que las reducen a las dos últimas y otros, que admiten una única glaciación (Würm), con dos oscilaciones. Esta última hipótesis, que según recientes trabajos es válida para la Sierra de Anconquija, en la Provincia de Tucumán, también la compartimos en nuestro caso.

La línea actual de nieves permanentes de la macro región en que enclava la zona de estudio, se sitúa próxima a los 5000 m de altura y, por lo tanto, solamente es expuesta en unos pocos elementos orográficos, p. ej., los cerros Zapaleri y Tinte, los que constituyen expresivos aparatos volcánicos. Mientras tanto, la depresión de la línea de nieves permanentes du-

rante los eventos glaciares, desciende hasta los 4500 y 4800 m, en cuyo intervalo se ubican reducidos campos de morenas y algunos aislados circos que anidan los cráteres de algunos volcanes, como el situado en el C° Granada, a 50 km al W de esta comarca. Sin embargo, hacia el E y SE, sobre las vertientes de algunas serranías, como p. ej., la de Chani, una mayor irrigación del clima hizo que la depresión de la línea de nieves permanentes llegara a descender hasta los 3000 m, testimoniado por la presencia de múltiples rasgos glaciares (Quebrada de Yala; Jujuy).

Mientras tanto, amplias zonas del altiplano estuvieron sometidas solamente a los efectos peroglaciares, mientras en las áreas más elevadas reinaba la glaciación.

No se han reconocido, en esta región, evidencias de más de una glaciación.

En cuanto al Pleistoceno Medio e inferior, son diferenciados a partir, ya sea de evidencias tectónicas, o depósitos que acusan modalidades morfológicas distintas a aquellas de origen glacial.

Por su parte, con el tiempo holocénico se inaugura una condición climática caliente e inicialmente húmeda que se prolonga, con caracteres de semiaridez, hasta nuestros días, lo que faculta a admitir una edad Pleistocénica Superior (Würm) para los testimonios glaciares de la región. Dado que la depresión de Pozuelos, como los relieves positivos que la marginan, solo muestran rasgos periglaciares, los mismos los consideramos contemporáneos a aquel período glaciario.

Por lo precedentemente expuesto, se propone para el Cuaternario, al que está vinculada la evolución del bolsón de Pozuelos, ajustarlo, tentativamente al siguiente esquema:

- Actual
- Holoceno
- Pleistoceno Superior (Würm)
- Pleistoceno Medio
- Pleistoceno Inferior

## Depósitos Cuaternarios; Geoformas.

### a) Pleistoceno Inferior

Atribuimos a éste período los depósitos que, por un lado, rellenaron el ángulo muerto entre las vertientes y el piso de la depresión y, por otra parte, aquellos que componen los relieves más difundidos en su amplio perímetro, al pie de las serranías, constituyendo extensos conos aluviales y planos de pedimentación.

Los depósitos primeramente señalados carecen de expresión de relieve y sólo pueden ser observados en los perfiles elaborados por incisión de los cursos. Por su parte, los conos se reflejan claramente sobre la configuración casi plana del piso de la cubeta, donde su monótona regularidad solamente es interrumpida en su extremo sur, donde emerge, contrastante, un sugestivo relieve de formas sub-volcánicas.

La pedimentación está referida a remanentes de una superficie de erosión, elaborada a partir de una masa de sedimentos terciarios, ubicada en el extremo SW del piso del bolsón.

Los depósitos aludidos resultan ser los más alterados de cuantos reconoce el área de estudio, los que son asignados al Cuaternario más antiguo.

#### a.1) Conos aluviales

La mejor expresión de su estructura y características sedimentológicas, están presentes en el que creara la descarga del río Guayatayoc. El canal de descarga ha dejado de migrar y el curso, al incidir sus depósitos, ha creado, sobre los mismos, márgenes verticales, hasta de 6 m de alto, en su extremo apical. El perfil muestra un depósito gradado, desde bloques en la base, hasta culminar con sedimentos pelíticos, en el techo. Sin embargo, estos últimos están vinculados a una fase de inundación lacustre, que modifica las condiciones hidrodinámicas en que se efectuara el depósito, hasta entonces.

El depósito torrencial carece generalmente de estratificación, pero en algunos sectores presenta estructuras de depositación entrecruzada.

La constitución petrográfica dominante está dada por cuarcitas y lutitas. Los clastos muestran un acentuado aplastamiento en estas últimas, derivado de su marcada laminación. A la vez, el conjunto presenta un grado avanzado de pulimentación. Los elementos mayores señalan relaciones paramétricas de 30, 15 y 12 cm, para sus respectivos ejes.

La matriz constituida por arena gruesa y reducida proporción de limo.

Hacia arriba, la granulometría del depósito disminuye gradualmente, hasta constituirse en una arenisca conglomerádica y finalmente arenisca gruesa, carentes de estratificación y manifiestamente friables.

El conjunto presenta fuerte alteración. La acentuada coloración amarillenta que presenta, le es impuesta por desferrización del mineral de hierro que, como pirita, está densamente divulgado en los sedimentos de la Fm. Acoite.

Sobre aquellas areniscas y a través de un pase neto, se dispone un primer banco de limos, de color amarillento, tonalidad ocrácea, incluyendo esporádicos elementos psefíticos, alterados. Este banco se acuña en dirección y próximo al ápice del cono. Una delgada camada de areniscas, finamente conglomerádicas, separa aquel banco pelítico de otro de igual naturaleza e idénticas características geológicas, con el que culmina el perfil.

El terrazamiento de los remanentes del cono, refleja su infuncionalidad.

Sobre la superficie de éstos aparatos se observan algunos paleocanales que solo evolucionan por erosión retrocedente, a la vez que densifican el escurrimiento concentrado.

Excepción hecha de los sedimentos pelíticos que coronan el depósito, las características que evidencia el conjunto de sedimentos clásticos, no deja duda de su origen torrencial. que habría prosperado a expensas de un clima moderadamente húmedo y presumiblemente más frío que el actual.

#### a.2) *Glacis de erosión*

En su estricto sentido genético, solo aparecen bien desarrollados en los extremos N.E y SW de la cubeta. En ambos casos han evolucionado a expensas de los sedimentos terciarios y con idénticas características; delgada película detrítica, recubriendo una superficie de erosión que corta, regularmente, la estructura ligeramente plegada de dichos sedimentos.

En el sector SW se distinguen dos niveles de glacis, separados por un escalón de perfil cóncavo, de una veintena de metros de desnivel. El superior (1er nivel genético), ya ha desaparecido en gran parte y sus remanentes se alinean recortados en fajas paralelas a los cursos, que también han incidido al nivel más bajo (2º nivel) y a la vez dominante. De esta manera, también las cabeceras del nivel inferior aparecen recortadas en fajas paralelas a las remanentes del primer nivel. El gradiente de dichas superficies es de 4 a 5º en los sectores cabeceras. Los paleocanales de sus superficies concuerdan en dirección con los funcionales.

El primer nivel de glacis ha evolucionado a medida que los sedimentos terciarios eran despejados de la cobertura de cineritas que los protegían. Precisamente, estas acumulaciones, que habían progresado próximas al centro de la cuenca, hoy aparecen entalladas, como una prominente corniza sobre los sedimentos terciarios, a lo largo del escarpamiento en que rematan las cabeceras de los glacis.

Sobre las superficies de erosión, la cobertura detrítica es delgada, casi pelicular en algunos sectores, interrumpida por asomos del substrato. La masa detrítica está compuesta por elementos, tanto de los conglomerados terciarios, como de lutitas y cuarcitas ordovícicas, englobados en una matriz limoarenosa, parduzca. Si bien la alteración de la capa detrítica es franca en ambos niveles, la del 2º es menos acusada.

La superficie remanente del 1er nivel está desprovista de materiales que, granulométricamente, no están relacionados a su génesis,

mientras que la del segundo, localizadamente, aparece recubierta por apilamientos de gruesos bloques desprovistos de material aglomerante

El 2° nivel, aguas abajo de sus cabeceras, pronto deja atrás el remate cóncavo que lo separa del nivel más elevado y su propia superficie es recortada y parcialmente despojada de su cobertura detrítica, por múltiples líneas de escurrimiento menores. Esta disección afecta por igual a los sectores distales de dicho glacis, donde es notorio el espesamiento de la cobertura detrítica, a medida que se aproxima a la paleoribera que oficiara de nivel de base.

Queda claro, por lo tanto, que ambos niveles de glacis son infuncionales.

### a.3) Depósitos cineríticos

Constituyen los únicos testimonios derivados de las acciones tectogénicas que acompañó al enfosamiento de esta comarca.

Aún cuando estos depósitos también afloran en el ángulo NE de la depresión, solo constituyen una unidad con expresión de relieve característico en el sector SW. El espesor de los mismos decrece, a manera de cuña, hacia el interior del bolsón, de donde han sido eliminados por las acciones morfogénicas que favorecieron la construcción de los glacis, formas éstas que, precisamente, están detenidas a lo largo de frentes escarpados que desnudan, verticalmente, dichos depósitos volcánicos.

Las intercalaciones de estos materiales en los acúmulos que rellenan el pie de algunos sectores de la serranía de Rinconada, detectadas a través de labores mineras, y aparentemente depositadas *in situ*, posibilitan suponer que la actividad volcánica se prolonga en el Pleistoceno Inferior.

### b) Pleistoceno medio

#### b.1) Glacis general

Se atribuye a este período la pedimentación generalizada que contornea, casi sin excepción, la planicie aluvial, a la que vincula con los elementos orográficos laterales.

Numerosas quebradas a partir de las serranías perimetrales a la cubeta, apuntan sus puertas al interior de la misma. A partir de sus densas descargas, que los cursos temporarios se encargan de diseminar, crearon una extensa superficie regularmente inclinada, a la vez que ligeramente ondulada.

Aún cuando el aluvionamiento sobre el basamento no parece espeso, pero teniendo en cuenta que las rocas que componen los relieves perimetrales, desaparecen al pie de los mismos, bajo las acumulaciones y con límites casi netos, parece correcto el uso de *glacis de pie de monte* para las superficies elaboradas por particulares formas de escurrimiento, sobre dichos depósitos detríticos.

Esas superficies, longitudinalmente están recorridas por numerosos cursos transitorios, de fondo chato, que difluyen en otras líneas menores a medida que se alejan de las quebradas. La pendiente inicial de estos planos oscila entre 3 y 4°, para llegar a sus sectores distales con intensidades casi insensibles. Su desarrollo longitudinal ha estado controlado por la movilidad de las líneas de ribera, las que en su fase regresiva logran estabilizarse, temporalmente, a aproximadamente 3 km del pie de montaña. Posteriores, depresiones del nivel de base lacustre lo desvinculan de los planos de glacis, los que acaban ligeramente suspendidos sobre la primitiva bien entallada ribera del lago. Por su parte, los cursos que los recorren, comienzan a incidirlos lentamente.

Los materiales que componen estos glacis consisten en ripio y arena, fundamentalmente. La cobertura vegetal es discontinua, no obstante, ejerce un favorable rol protector.

Estos relieves ligeramente terrazados, obviamente tampoco son funcionales.

El mismo tipo genético de glacis contornea los domos lávicos del extremo sur del bolsón.

En los extremos NE y SW, estos planos uniforman un mismo relieve con los sectores distales del glacis de erosión más bajo, donde el espesor de su cobertura detrítica es espesa.

La menor alteración de los materiales que componen estos depósitos, en relación a los precedentes, y la circunstancia que sobre su superficie se localicen rasgos y depósitos de origen periglaciarios, nos anima a referirlos transicionalmente entre el Pleistoceno Medio y el Superior.

#### b.2) Depósitos sublacustres

Con la máxima expansión lacustre —que se deduce debió ocurrir a principios del período que se analiza— se produce el anegamiento de los conos y abanicos aluviales. Ese episodio trae aparejado un cambio de las condiciones hidrodinámicas de depositación, que ahora ocurre en aguas tranquilas, mientras los cursos torrenciales acortan considerablemente su extensión y decrece su pendiente.

La resultante de estas nuevas condiciones morfogénicas, es la creación de un ambiente de deltas sublacustres, a partir de las descargas de los cursos en el lago, donde se acumularon finos materiales, como aquellos que se observan en la parte alta de los perfiles, en los depósitos de los principales conos de deyección: Guayatayoc, Yoscaba, p. ej.

#### c) Pleistoceno Superior

Ya se ha hecho referencia a que ningún testimonio de glaciación ha sido reconocido en los relieves positivos que marginan el bolsón y menos aún en su interior.

Pensamos que el Cuaternario frío, por debajo de los 4000 m, solo se ha expresado con caracteres periglaciarios y, aún así, sus rasgos son poco elocuentes, e igualmente poco definidos.

Algunos valles en roca firme, moderadamente amplios, poco profundos y fondo acunado, son formas erosivas, asignadas a los eventos periglaciarios. En los contrafuertes del flanco oriental de la Sierra de Rinconada, existe una alargada depresión tectónica, en la que se alojan los depósitos de someras lagunas, rematados por mantos de turba, con evidencias de geliturbación. A la vez, están afectados por

una red de polígonos delimitados por grietas rellenas por los materiales desagregados de la superficie. Es posible advertir en algunos sectores del depósito, estructuras que parecen corresponder a las originadas por *cuñas de hielo*, en ese caso ligadas a la poligonación. Sobre los flancos marginales a dichas depresiones menores, se observan, refugiados en la cobertura arbustiva de tolas, algunos aislados lóbulos de soliflucción desecados. Sin embargo, al pie de estas vertientes, dichas formas son funcionales, como asimismo vigorosos *pipkrakes* sobre las márgenes permanentemente húmedas de ciertos cursos.

Sobre los planos lacustres abandonados, numerosas cicatrices del terreno señalan el emplazamiento de *colonias de túmulos*, obliteradas por el escurrimiento superficial. Pero también en este caso, estas microformas —muy próximas a los sectores casi permanentemente inundados de la laguna—, son funcionales, al igual que las microformas *almohadilladas*.

Al comenzar las características del primer nivel de glacis de erosión, en el sector SW de las márgenes del bolsón, se hizo referencia a localizados apilamientos de gruesos bloques que guardan las características de remanentes de *coladas de barro*, rasgo que resulta común en los ambientes periglaciarios.

Finalmente, en algunos sectores, al pie de las estribaciones de la Sierra de Rinconada, se localizan campos de fragmentos rocosos, de cantos vivos, no eolizados, dispuestos sobre una superficie de materiales finos, provistos por gelivación.

#### d) Holoceno

Son referidos a este tiempo los depósitos originados, principalmente, a partir de la di-sección que afectó, tanto a conos, como a glacis, y cuyos productos comenzaron a invadir los planos lacustres abandonados.

De la debilidad de aquellas secciones, da cuenta la incipiente forma y reducido espesor de los nuevos depósitos. No obstante, sobre las

fotografías aéreas resulta fácil localizarlos por su tonalidad más clara, respecto de depósitos anteriores, o con respecto al tapiz vegetal invadido. Esos depósitos están constituidos, esencialmente, por gravas y arenas.

Si bien la reactivación de ésta dinámica fluvial está relacionada con el retorno a una condición climática relativamente más húmeda, sus efectos aparecen remarcados por el acentuado cambio retractivo del nivel de base, asociado, ahora, a la neotectónica que ha desnivelado el lecho del lago y puesto en relieves terrazados algunos sectores del mismo.

Independientemente de ese suceso, y pese a la incrementación de la humedad con que, generalizadamente, se reconoce la iniciación del tiempo holocénico, el nivel lacustre no acusa recuperación, presumiblemente como consecuencia del retorno a un clima de radiación, el que desde entonces ha venido desequilibrando, progresivamente, su balance hídrico. Por otra parte, ello se ha visto favorecido por la componente eólica que acompañó a éste período. A la intensidad de las acciones generadas por este factor, se deben las acumulaciones de arena y limo salados, que generaron delgados mantos, o incipientes formas de dunas. Las acumulaciones de limos arenosos se localizan, exclusivamente, a lo largo de la actual margen oriental de la laguna, mientras las constituidas por arenas, son características sobre la margen oriental del río Cincel, en el sector SE de la planicie.

#### e) *Los depósitos actuales; mecanismos morfológicos*

La condición climática actual desencadena un nutrido conjunto de acciones que comandan la morfogénesis, no obstante lo cual, ninguna de ellas individualmente resulta sobresaliente en la evolución del relieve.

La humedad, traducida a un corto período lluvioso, origina un escurrimiento intermitente, de pujanza decreciente desde las cabeceras hasta alcanzar la planicie, a la que los

mantos de crecientes la convierten en un ambiente pantanoso, que pone de manifiesto la naturaleza de los materiales anegados. Una moderada, pero eficaz cobertura vegetal, entorpece la erosión y facilita la diseminación de los materiales llevados en carga, dando lugar a derrames de materiales en forma de incipientes y delgados abanicos.

Al término de la estación seca, cuando gran parte del piso de la laguna queda a la vista, los sedimentos son retrabajados por las sales que cristalizan en su masa, originando ondulaciones de la superficie, en unidades de diámetros centimétricos a métricos, acompañadas de grietas de retracción. Mientras tanto, el subsuelo permanece embebido por una densa salmuera. En las cubetas de decantación, donde el contenido de sales es considerablemente menor, el desecamiento temporal solo ocasiona un denso agrietamiento en unidades circulares, radiadas. Si el desecamiento es prolongado, la parte superior de los sedimentos se endurece y se escama. Estas unidades, incurvadas sobre sí mismas, muestran superficies lisas y brillantadas por las sales.

Los vigorosos chubascos con que se inaugura el breve período húmedo anual, lava y desagrega con facilidad aquellas superficies, originando la migración de las sales a profundidad. Mediante este mecanismo de ascenso y descenso de las sales, los sedimentos son retrabajados y convertidos en finos limos, de gran plasticidad.

La falta de costras salinas evidencia que, geológicamente, el ambiente salino de Pozuelos es inmaduro y de lenta evolución.

Con el desecamiento anual de aquellas superficies, se asocian dos nuevas circunstancias; máxima meteorización y pisoteo de los animales. Estas acciones facilitan la liberación de una regular cantidad de finas partículas que el viento —dominante por entonces— aventa con facilidad, convirtiendo aquellos sectores en transitorios ambientes de deflación. Los torbellinos, a manera de extendidas espirales, absorben dichos materiales, vehiculizándolos a al-

gunos centenares de metros de altura y exportados lateralmente.

Mientras tanto, los planos lacustres marginales, bien colonizados por duras gramíneas, resisten exitosamente la degradación eólica.

Por su parte, el hielo resulta otro elemento de la actual morfogénesis. El ciclo hielo-deshielo es cotidiano durante la estación invernal, coincidiendo con el largo período seco. De ahí, que las acciones derivadas de éste fenómeno, por entonces, carezcan de vigor. Sobre las márgenes de la laguna, o de los cursos que conservan humedad, es común el fenómeno de los pipkrakes, originando microrrelieves de suelos repujados y rodados levantados. Los rasgos vinculados con el hinchamiento de los suelos, como ya se comentara, se traducen en formas de túmulos y césped almohadillado. Aquellos se desarrollan a partir de ojos de agua, sobre los amplios planos alcalinos marginales a la laguna. Numerosos individuos pueblan cada colonia, las que se extienden en dirección de la casi imperceptible pendiente del suelo, a medida que migra la vertiente. Tienen alturas entre 40 a 60 cm y diámetro similar. Están compuestos por los finos materiales lacustres y tapizados por gramíneas. Durante el invierno, los individuos se disponen rígidos por congelamiento, y en el verano se deprimen en una charca. No todas las colonias son funcionales. Se las considera formas transitorias, que han venido emigrando con la retracción del nivel lacustre.

Las acciones termoclásticas también juegan un rol eficaz, vinculadas con la desagregación de las rocas, en modo especial las ígneas. Sobre estas últimas, dan lugar a formas de desagregación granular y descamación.

La alteración, sin ser pujante, da cuenta de la progresiva reducción de los minerales geomórficamente más blandos, mientras el cuarzo, en forma de gruesas arenas, o gravillas, forma películas casi continuas en las adyacencias de los depósitos de tobas y aparatos subvolcánicos.

El viento, aunque constituye un elemento persistente del clima, solo deja sentir sus efectos durante un corto período de días al año, en modo especial sobre los materiales previamente liberados por otras acciones, entre las que se destacan las antrópicas. Sobre las dunas ubicadas en el sector SE del bolsón, remueve parte de las arenas y las extiende en forma de lenguas que trepan los faldeos montañosos inmediatos (dunas trepadoras).

El largo receso vegetativo estacional obliga a una creciente cantidad de animales (ovinos sobre todo) a una permanente movilidad en busca de alimentación, a cuyo paso desagregan con lógica facilidad las delicadas películas limosas y florescencias salinas que tapizan las márgenes de la laguna y que el viento remueve y toma en carga con rapidez. Igualmente grave resulta el efecto de las tareas de siembra de pasturas, a cargo del Programa Andino, para lo cual han procedido a la roturación de amplios sectores de la planicie. La siembra no se concretó y las superficies desprotegidas por eliminación de la cobertura vegetal, viene siendo objeto de vigorosas acciones a cargo del viento y las precipitaciones.

#### f) *Los sedimentos lacustres*

En consonancia con la máxima progresión lacustre, estos sedimentos han originado un extendido depósito, supuestamente de delgado espesor. Los ensayos mecánicos demuestran que se trata de un sedimento bimodal, compuesto de limo y arena fina, con participación casi simétrica. La fracción psamítica está compuesta, casi enteramente, por sílice. En la fracción pelítica, la arcilla es muy reducida. Corresponde, por lo tanto, asignar al conjunto un moderado grado de selección.

Fuera de la laguna, estos sedimentos presentan, superficialmente, coloración amarillenta clara que, en profundidad, se torna ocrácea. Múltiples filamentos de algas han dejado sus huellas como finos canaliculos, impregnados de hematita. La totalidad de los perfiles en que están expuestos estos sedimentos, muestran fi-

na y delicada estratificación en los niveles más bajos. En detalle, aquella fina estratificación señala una alteración de capas limo-arenosas, con otras mejor seleccionadas, constituidas, casi exclusivamente, por finos limos y escasos granos de arena. Estos últimos están fuertemente impregnados en sales. Estas circunstancias permiten deducir que dichos sedimentos fueron originados por los aportes de crecidas, las que una vez embalsadas, a través de sus respectivas fases de decantación y precipitación, crearon aquella estructura alternante. Hacia el techo del perfil, los finos sedimentos aparecen interrumpidos por bancos de gruesas areniscas de unos pocos milímetros de espesor, superpuestos nuevamente por sedimentos limo-arenosos, más espesos que los inferiores y carentes de estratificación definida. Finalmente, los perfiles son rematados por conglomerados recientes.

Tal secuencia, denuncia condiciones cambiantes en la hidrodinámica del depósito, en relación con las características del clima reinante.

Es notable en los sedimentos lacustres superiores el alto contenido de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , de cuya abundancia dan cuenta no solo los análisis, sino un definido horizonte concrecionado, de espesor variable. Sedimentológicamente y a partir de observaciones microscópicas, debe ser referido a una fangolita calcárea.

Dicho horizonte viene siendo destapado por carcavamiento, que incide los depósitos lacustres, recubiertos por los materiales que construyen las *bajadas* del generalizado *glacis de pie de monte* que entorna la depresión y alcanza con sus planos más bajos, hasta la misma laguna. Mientras sobre el flanco oriental de la misma, el concrecionamiento alcanza espesor hasta de 30 cm, en el opuesto se reduce a una delgada capa hasta 5 cm. Esta diferencia en el espesor se explica por la concentración del elemento encostrante a partir de los aportes laterales. Abundantes soluciones carbonáticas son provistas a partir de la desagregación de los sedimentos continentales que integran am-

plios sectores del flanco oriental de la Sierra Escaya-Cochinoca.

Dicho nivel concrecionario revista particular interés porque resulta indicativo de las características recientes del clima.

Se ha originado a partir de elementos conglomerádicos, poco coherentes, que actuaron como núcleos de crecimientos, los que con su mutuo ligamento y progresiva coalescencia, iban disminuyendo la porosidad del conjunto clástico, a la vez que se pronunciaba el espesamiento de la costra, invadiendo los sedimentos lacustres sobrepuestos.

El techo del encostramiento constituye una superficie uniformemente rugosa, poco permeable. A medida que progresa el espesamiento de la costra, se nota una grosera estratificación en camas de unos pocos milímetros, hasta un centímetro de espesor.

Las investigaciones recientes demuestran que la favorable evolución de estos encostramientos, requieren un escurrimiento activo y un medio térmico cálido, por lo que resultan un fenómeno asociado con ambientes subáridos y favorecidos por las oscilaciones paleoclimáticas. En el caso que nos ocupa, pensamos que cronológicamente, deben ser referidos al tiempo holocénico. A continuación, se insertan los resultados analíticos referidos a la naturaleza y contenido salino de los sedimentos lacustres.

Muestra N°	5(°)	6(°)
Ph	8,05	8,30
C.e a 25° (mmhos/cm)	4,820	24,100
$\text{CO}_3\text{Ca}$ al toque de HCL 1:3)	abund.	abund.
Salinidad (Clase)	E	E(*)
Fósforo (P) p.p.m.	1,55	0,94
Sodio ( $\text{Na}^+$ ) mg/lit	618,3	4.441,50
Potasio ( $\text{K}^+$ ) mg/lit	708,75	2.024,32
Sulfato ( $\text{SO}_4$ ) mg/lit	99,23	430
Cloruro ( $\text{Cl}^-$ ) mg/lit	1520	6260

(°) Terraza lacustre, hasta 2 m de profundidad

(°) Piso de laguna, hasta 1 m de profundidad.

(\*) Extrem. sal.

#### IV. EL RETRAIMIENTO LACUSTRE Y SUS CONSECUENCIAS

Las mediciones realizadas entre lo que pueden estimarse el máximo nivel de expansión lacustre y lo que ya puede considerarse su casi total desecamiento, implican un desnivel del orden de 15 a 20 m, lo que, traducido a volumen, equivale, groseramente, a la pérdida global de cinco mil millones de metros cúbicos.

La migración regresiva del nivel lacustre estuvo a cargo de dos factores: 1) progresivo decaimiento de la humedad del clima, y 2) desnivelación del piso del lago, vinculado con la movilidad tectónica del basamento, en que se asienta el piso del lago.

#### IV. EL RETRAIMIENTO LACUSTRE Y SUS CONSECUENCIAS cont.

La regresión vinculada al primer factor, ha sido progresiva hasta la nueva posición en que la línea de ribera aparece entallada por el progreso de la pedimentación, sobre los planos lacustres. La conservación —casi en detalle— de ese entallamiento, en modo particular sobre la margen oriental, indica que dicha línea de ribera fue abandonada con rapidez, circunstancia que, sin duda, estuvo ligada a la desnivelación del piso del lago, por factores tectónicos.

La substancial modificación del nivel de base del lago ha originado, igualmente, un cambio fundamental en las condiciones hidrológicas de esta cuenca, con sus lógicas consecuencias, a saber:

a) *Alimentación*: durante la máxima expansión, el recorrido de los cursos, hasta alcanzar los márgenes del lago, era considerablemente más reducido, por lo que el escurrimiento directo aportaba la casi totalidad de su alimentación. Hoy, en cambio, excepción hecha de los cursos cabeceras, los restantes no han logrado extenderse hasta la laguna misma y la mayor parte de los aportes que ésta recibe, proviene del escurrimiento subterráneo, surgente.

#### b) *Infuncionalidad de los relieves laterales*

Toda vez que un nivel de base logra una determinada estabilidad, el relieve lateral, por él controlado, adquiere un equilibrio al que ajusta su desarrollo. Por el contrario, la modificación de ese nivel de base repercute sobre las formas creadas, de manera distinta, según el sentido de aquella movilidad y la pendiente subacuática, supuestos constantes los otros parámetros hídricos.

Tanto la superficie del glacis de erosión más elevado (1er nivel), como los potentes conos de deyección, afectados por aquel desequilibrio, vieron como los cursos que los crearon, mermado sucaudal o no, comenzaron a acelerarse, cortando sus propios depósitos y originando, con ello, la infuncionalidad de dichos relieves.

Un nuevo episodio de desajuste del nivel de base que, hasta entonces, controlara la evolución de la pedimentación generalizada, motivado, ahora, por reajustes tectónicos que modificaron la superficie del piso del lago, somete a dicho relieve a similares efectos y consecuencias. En esta oportunidad, se agrega la puesta en relieve de terraza de un vasto sector del piso del lago.

Con la total desecación del embalsamiento, está vinculado el alargue y ahondamiento de los cursos sobre los deltas que ellos mismos generaron (ríos Cíncel y Santa Catalina).

#### c) *Efectividad de las acciones eólicas*

Si bien ya se ha manifestado que el viento ha sido un elemento climático persistente, en cambio no tuvo incidencia morfológica hasta que las acciones del clima crearon un ambiente físico más propicio; caldeoamiento de la temperatura, progresivo decaimiento de las precipitaciones, incremento de la meteorización y, consecuentemente, una más débil protección a la superficie.

Las evidencias de una pasada activa participación eólica se observan en el sector orien-

tal de la cuenca donde, sobre las márgenes abandonadas del lago, se localizan algunos campos de médanos, como p. ej., los ubicados sobre el mismo borde de la terraza lacustre. Esta circunstancia alerta sobre un episodio reciente de desecación total de cierta duración, de la actual laguna.

Estos relieves no son funcionales; por el contrario, vienen siendo progresivamente desmembrados por la erosión pluvial. En el caso de los construidos por limos y finas arenas, la salinidad de estos materiales, humedecidos y una vez secos, originan una superficie ligeramente endurecida, que les permite resistir con éxito el aventamiento.

#### d) *Incrementación de la salinidad*

Se lleva a cabo por lavado superficial y arrastre oblicuo en los sedimentos lacustres. El primer mecanismo ocurre sobre las playas y terrazas, perimetrales al actual plano inundado. Las sales que tapizan esas superficies, son principalmente aportadas por ascenso capilar, durante el período estacional seco. Este revestimiento también abarca el tapiz vegetal raso. Las lluvias se encargan de disolverlas y el escurrimiento las concentra en la laguna.

Mientras tanto, a la salinidad propia de los caudales infiltrados a partir de los troncos fluviales al pie de las serranías, se suman, a continuación, los aportes que por disolución incorporan a medida que transitan oblicuamente los sedimentos lacustres, hasta alcanzar el perímetro actual de la laguna, donde originan un denso sistema anillado de vertientes saladas.

### EVOLUCION DEL RELIEVE

No existen en el área de Pozuelos otros materiales que no sean los provenientes de los elementos orográficos que la circundan. De ahí que deba admitirse originariamente a la misma componiendo un relieve positivo, parte de cuyo avenamiento —faldeo occidental de la Sierra de Rinconada— se habría conservado, pese a los acontecimientos tectónicos terciarios.

El levantamiento diferencial de la región que nos ocupa, fue motivada por los Movimientos Andinos del Terciario Superior, cuyo apogeo habría ocurrido durante el Plioceno o principios del Pleistoceno, aún cuando la movilidad, sin el vigor de su fase climática, se ha venido prolongando hasta el presente.

La tectónica en bloque ha dado fisonomía particular a muchos de nuestros relieves andinos, los bolsones, que como el de Pozuelos, evolucionaron morfológicamente durante el Cuaternario. Muchas de esas estructuras deprimidas han ido desapareciendo gradualmente aterradas por el producto de la denudación de los bloques perimetrales que los enmarcan y las proyecciones volcánicas contemporáneas. En su evolución casi final, han culminado con la formación de extensos salares.

Evidencias de distinto tipo, nos autorizan a pensar que la evolución de esta depresión fue acompañada por climas no demasiado fríos aunque más o menos húmedos que el actual. La deposición ininterrumpida de sedimentos gruesos y finos, el modelado y evolución de las vertientes y, asimismo, las características y evolución del lago que ha acompañado al bolsón, desde sus orígenes, son parte importante de aquellas evidencias.

De la evolución tectogenética inicial dan cuenta los abundantes depósitos cineríticos, debidos a la actividad volcánica contemporánea con aquella movilidad, cuyas proyecciones se prolongan en los comienzos del Pleistoceno. Los domos dacíticos del extremo sur del graben y aquel sobre el faldeo oriental de la Sierra de Rinconada, son testimonios también de aquella morfogénesis.

Las cineritas han aterrado parcialmente la vertiente SW de la depresión, la que a posteriori es gradualmente exhumada por el escurrimiento. Es en ese sector, precisamente, pero fuera del bolsón, donde se ubican los aparatos volcánicos a cargo de las proyecciones que lo invadieron.

Mientras tanto, la morfogénesis de los procesos subaéreos se manifiesta paralelamente

te a aquella otra, mediante acciones fluviales de carácter torrencial, de las que dan testimonio los depósitos que construyeron numerosos e importantes conos aluviales, que comenzaron a enmascarar los rasgos tectónicos del basamento.

Estos depósitos gruesos conciden con un clima inicialmente seco, que gradualmente se hace más húmedo, como lo testimonia la granulometría progresivamente más fina de los sedimentos, en consonancia con el ascenso del nivel de base lacustre. Sin embargo, no necesariamente la expansión lacustre deba ser atribuida a una franca incrementación de la humedad, que bien puede ser reemplazada por una mayor nubosidad que evite los dilapidadores efectos de la evaporación, que crea la radiación de los climas de altura. Del mismo modo, la regresión puede estar referida a la disminución de la nubosidad y consecuente intensificación de la evaporación.

De todas maneras, es indudable que el Pleistoceno, generalizadamente seco, ha contado con pasajes más húmedos, en estrecha vinculación con las fases de una aparente única glaciación regional.

No tenemos elementos de juicio que avale fenómenos glaciarios, o periglaciarios, durante el Pleistoceno Inferior, período al que se atribuye los depósitos gruesos de carácter torrencial, mientras se acentúa el enfosamiento tectónico, acompañado de vulcanismo, que prolonga su actividad a lo largo de ese tiempo.

Paulatinamente se opera un cambio en la granulometría de los sedimentos, que pasa a ser fina, índice del ascenso del nivel lacustre, que denuncia, a su vez, una mayor disponibilidad de agua en el ambiente. Estas circunstancias avalan la vigencia de un primer Pluvial, asignado al Pleistoceno Inferior. Su intensidad no volverá a ser igualada por otras oscilaciones húmedas, a lo largo del Cuaternario.

Los limos observados sobre los dorsos de los conos aluviales mejor conservados, también son testimonios de aquel alto nivel que inundó, en gran parte, el piso de la depresión.

A esa crisis húmeda se deben los ambientes de delta sublacustre, creados sobre las márgenes de los conos anegados.

Con las mismas características en que se desarrollaron los conos, también tienen origen los niveles de glacis de erosión.

La falta de entallamiento de las líneas de ribera más expandidas, denota que las condiciones de estabilidad que el lago habría alcanzado durante el Pleistoceno Medio, debieron ser poco sostenidas.

La persistencia del carácter frío en que transcurre la evolución de la cuenca, brindaron condiciones adecuadas a los ambientes de turberas, cuyos depósitos han sido localizados en distintos lugares de la misma.

La movilidad descendente del nivel lacustre parece haber sido progresiva hasta su nueva posición de estabilidad, con la que está relacionada la generalizada pedimentación que entorna el piso de la depresión y con la que se unifican, igualmente, los planos distales del 2° nivel de glacis de erosión. Dicha pedimentación general está asociada a una condición climática fría y seca, desfavorable al desarrollo de una eficaz cobertura vegetal.

Esa primera depresión del nivel lacustre, le significó la pérdida de gran parte de su voluminoso caudal, circunstancia que, independientemente de los rasgos particulares del clima, debió incidir con la generalizada retracción universal de la humedad, como preludeo del evento glaciario que se desencadenaría en el Pleistoceno Superior (Würm). Esta glaciación solo se tradujo con efectos periglaciarios en la región que incluye la comarca de Pozuelos y sus adyacencias.

La estabilidad del nuevo nivel lacustre está denunciada, morfológicamente, por un borde de ribera de talud neto y marcado perfil cóncavo. Sobre las mismas remata el extremo distal de la pedimentación general. Por entonces, y pese a su notoria contracción, el lago aún poseía una profundidad moderada.

La estabilidad de aquella línea de ribera debió prolongarse hasta principios del Holoceno.

no, durante el cual, con la desaparición del evento glaciario, el clima recupera la humedad cedida entonces. No obstante, no hay evidencias de una correlativa recuperación del nivel lacustre, lo que indicaría que la oscilación húmeda al comienzo del Holoceno habría sido pasajera y poco acusada morfológicamente.

Hasta entonces, las condiciones hidrodinámicas de la cuenca vinieron favoreciendo, casi continuamente, la deposición de sedimentos lacustres.

Con el progreso del tiempo holocénico, las acciones eólicas pasan a comandar la morfogénesis. La formación de dunas, testimonia esta crisis de clima seco, durante la cual llega a desecarse totalmente el ya casi agotado caudal lacustre. Por entonces, los amplios afloramientos lacustres se convierten en fuente activa de exportación de limos salados.

Un nuevo episodio de reajuste tectónico tiene lugar a fines del Holoceno, o aún más recientemente. La conservación de una colonia de médanos fósiles sobre el borde de la terraza lacustre y que se originaran a partir del desecamiento total del lago, demuestra que la reactivación tectónica fue posterior a dichas acumulaciones.

La desnivelación del piso del lago a raíz de dicho acontecimiento origina una nueva retracción del nivel de base. Ello, sumado al carácter ligeramente más húmedo del clima, que permitiera la intermitente recuperación del cuerpo de agua, desencadena un nuevo episodio fluvial, que vuelve infuncional la generalizada pedimentación del Pleistoceno Medio.

El terrazamiento de conos y glacis son los rasgos dominantes del relieve que acompaña al Holoceno y que se conservan en la actualidad. Mientras tanto, los materiales de aquella disección, puestos en carga, son redepositados aguas abajo, dando origen a nuevos y elementales conos aluviales, que comienzan a invadir los planos lacustres abandonados.

Nuevos rasgos asociados con las riberas escarpadas tectónicamente, ponen de manifiesto la funcionalidad de la neotectónica.

Los derrames de materiales a partir de mantos de crecientes, constituye la dinámica más representativa de la morfogénesis que conduce al tiempo actual, que en su última fase reconoce un cambio climático, con ligero acentuamiento de la humedad. Esta se reduce en una reactivación casi inexpresiva de los talwegs, a la vez que el escurrimiento logra animar un cuerpo de agua que, por su someridad y reducida extensión, con episodios aperiódicos de desecamiento total, solo adquiere característica lacunar.

Los escurrimientos pelicular y en manto, son los mecanismos encargados de redisolver y concentrar las sales de los sedimentos lacustres expuestos. Por su parte, el escurrimiento subterráneo, atravesando los mismos sedimentos, origina, sobre las márgenes de la laguna, vertientes de densa salinidad.

## VI. CONCLUSIONES

El "Bolsón de Pozuelos" constituye un expresivo ejemplo de los relieves que crearon los reajustes tectónicos, a partir de los Movimientos Andinos, a fines del Terciario y principios del Cuaternario. Depósitos cineríticos y extrusiones de domos lávicos, componen los testimonios que acompañan a dicha tectogénesis. El enfosamiento tectónico habría culminado durante el Pleistoceno Inferior.

Una masa detrítica, poco espesa, cubre la depresión, casi enteramente. Solo en el extremo SW, el zócalo queda a la vista a través de sedimentos ordovícicos y, principalmente, terciarios, conformando un relieve uniformemente ondulado, con remanentes de superficies tabulares, de suave pendiente, que ganan en altura en aquella dirección, hasta alcanzar los contrafuertes de la morfoestructura.

La mayor parte de las acumulaciones detríticas fueron depositadas en el Pleistoceno Inferior, a través de numerosos conos aluviales.

Sedimentitas continentales y marinas componen los elementos orográficos que rodean la depresión y cuyo control petrográfico se refle-

ja en la composición de las acumulaciones. Estas componen un conjunto de capas de granulometría cambiante, que se apoyan en el basamento a través de gruesos conglomerados. Las mismas se acunian hacia el centro de la depresión, imbricándose con los sedimentos lacustres, cuya deposición ha ocurrido, casi ininterrumpidamente, hasta tiempos recientes, aunque con distinta intensidad.

Las particularidades de los sedimentos detriticos y el modelado sobre los mismo, permite deducir las modalidades climáticas que acompañaron al tiempo Cuaternario, en sus distintos períodos, a la vez que intentar la cronología de los depósitos y de los acontecimientos más sobresalientes en la evolución de la cuenca. En tal sentido, parece evidente que las temperaturas se han mantenido generalizadamente bajas durante la evolución del Pleistoceno, hasta culminar con lo que suponemos una única glaciación regional, adjudicado al período Würm. Tenemos seguridad que el Pleistoceno Inferior no ha sido glaciario en el área de influencia y que aquella única glaciación afectó, tan solo, el relieve por encima de los 4000 m de altura. En cambio, condiciones periglaciares, contemporáneas con aquel evento, reinaron ampliamente, hasta niveles bastante más bajos.

El mayor volumen de sedimentos cuaternarios ha sido depositado en forma de conos aluviales, de los cuales y más prominentes han sido modelados en el Pleistoceno Inferior. Clima frío y moderadamente húmedo acompañó, en gran parte, a dicho período. Al finalizar el mismo, se opera un decaimiento de la humedad. Durante este período fue construido, igualmente, el relieve de glaciación de erosión. Desde entonces, ocurre un gradual decaimiento de la humedad, que culmina durante el Pleistoceno Superior, con el advenimiento del fenómeno glaciario. Sin embargo, esa generalizada sequedad se ha visto interrumpida por algunas oscilaciones poco sostenidas de mayor humedad, respon-

sables de la depresión erosiva que separa las superficies de los dos niveles de glaciación de erosión.

Es referido al Pleistoceno Medio y Superior el generalizado glaciario de pie de monte que conecta los planos aluviales bajos de la cuenca, con los relieves montañosos que la circundan.

Las acumulaciones asignadas al Pleistoceno Medio y Superior, sin excepción, son de naturaleza periglaciaria y consisten en depósitos de turba geliturbados, acumulaciones caóticas de bloques y campos de fragmentos gelivados. En tanto, los rasgos periglaciares son más diversificados.

Consecuente del temprano enfosamiento tectónico de esta comarca, se origina un escurrimiento endorreico, cuya descarga culmina con la formación de un amplio lago de agua dulce, cuyas migraciones controlan la evolución del relieve. A partir del Pleistoceno Medio, comienza la regresión sostenida del mismo, que culmina con su total desecamiento, a fines del Holoceno. La casi total depresión del nivel de base lacustre, ha hecho que los distintos relieves generados en ésta depresión, a lo largo del Cuaternario, sean infuncionales.

Una ligera recuperación de la humedad durante el tiempo reciente, ha permitido reemplazar el primitivo lago por una somera laguna salada, aspecto, este último, debido al lexi-vaje de los depósitos lacustres marginales a la misma. Los rasgos asociados a su actual naturaleza salina, como el régimen hidrológico que la controla, encuadran este paisaje en un ambiente de "schoot".

Sin ser alarmantes, las acciones antrópicas se tornan amenazantes por la proliferación de los animales, preferentemente los ovinos, debido, por un lado, al sobrepastaje y, por el otro, a la desagregación de los suelos frente al pisoteo, remarcable en años de escasa pluviosidad. A ello se agrega la inconclusa ejecución de tareas agrarias previstas en Programas de apoyo nacionales, las que dan paso a la intensificación de las acciones hídricas y eólicas.

## BIBLIOGRAFIA

- CABRERA, A. L., 1968. Geo-ecología de las regiones montañosas de las Américas Tropicales. Proceedings of the UNESCO, Mexico Symposium, Agosto 1-3, 1966 pág. 91-115.
- CALDENIUS, C. C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego.- Dir. Nac. Geol. y Min. Publ. N° 95. B. Aires.
- DE MARTONE, E., 1935. Problèmes des régions arides Sud-Américaines.- *Annales de Géographie*, 44, 247: 1-27.
- GARCIA SALEMI, M. A., 1973. Algunas consideraciones sobre el estudio del Cuaternario en las regiones semiáridas del NW argentino. *Mundo Geológico*, pp. 34-36.
- IGARZABAL, A. P., y VIRAMONTE, J. G. 1972. Geomorfología y petrología de los domos del Sur del Bolsón de Pozuelos (Pcia. de Jujuy). *Actas del Vº Congreso Geológico Argentino. T I*, pp. 187-207.
- LECARPENTIER, C., 1970. Algunas características del Cuaternario Subandino.- *Acta geol. lilloana*, 10, 13: 279-298.
- MON, R. y FERREIRO, V. J., 1973. Geomorfología y tectónica del Valle de Santa María.- *Acta geol.* 12, 5
- POLANSKY, J., 1954. Contribución al conocimiento y a la sistemática del englazamiento actual de la alta Cordillera de Mendoza.- *Revta Asoc. geol. Argent.* 9, 4
- 1962. Estratigrafía, neotectónica del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Pcia. de Mendoza).- *Revta Asoc. geol. Argent.* 17, 3-4: 127-349
- REGAIRAZ, A. C., 1970. Rasgos geomorfológicos y evidencias de fenómenos de Neotectónica en la Huayquería del Este (Mendoza). Única contribución a su conocimiento.- *Boln Estudios Geográficos*, 17, 68: 169-210.
- ROHEMEDER, G. 1942. La glaciación diluvial de los nevados del Aconquija (parte austral). *Monogr. N° 2. Inst. Geogr. Fac. Fil. y Let. Univ. Nac. Tuc.*
- RUIZ HUIDOBRO, G., 1966. Contribución a la geología de las cumbres Calchaquies y Sierra de Aconquija.- *Acta geol. lilloana*, 8: 115-247.
- SALOMON, N., 1969. El alto valle del río Mendoza. Estudio Geomorfológico.- *Boln Est. Geol.* 16, 62: 1-50.
- TURNER, J. C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 2b, La Quiaca (Pcia. de Jujuy).- *Boln Min. Econ. Nac. Inst. Nac. Geol. y Min.*, 103.
- VIERS, G., 1963. Le piedemont semi-aride disloqué de Mendoza (République Argentine).- *Revue Géograph. des Pyrenées et du Sud-Ouest*, 34: 89-114.
- 1966. La morfología del Piedemonte andino de la Provincia de Mendoza: los hechos y las concepciones antiguas.- *Boln Est. Geogr.* 13, 52: 165-181.