

EL METAMORFISMO EN EL TERCIO SUR DE LA SIERRA PIE DE PALO, SAN JUAN

LUIS H. DALLA SALDA y RICARDO VARELA

Resumen

Se describen rocas metamórficas y graníticas del basamento cristalino del tercio sur de la sierra Pie de Palo. Ellas se incluyen en tres unidades principales: Metamorfitas Caucete, Esquistos del Centro y Granitoides, que han sido reunidas en el Complejo Pie de Palo.

El análisis petrográfico indica la existencia de dos zonas metamórficas. Una de ellas está caracterizada por facies de bajo a medio grado y la otra por asociaciones de rocas de medio a alto grado con granitización local; ambas son del tipo de presión intermedia. Su evolución polimetamórfica comenzó con un primer episodio metamórfico estático, grado esquistos verdes, seguido por un evento sincinemático dinamo-térmico en facies de esquistos verdes a anfibolitas almandínicas acompañado por migmatización y milonitización local.

Subsecuentemente ocurrió un nuevo episodio metamórfico descripto como una recristalización incompleta y dinámica relacionada también con milonitización, previo a un metamorfismo local retrógrado de grado clorita.

Los granitoides estudiados corresponden a rocas tonalíticas a graníticas sincinemáticas, algunos cuerpos menores tardiocinemáticos con epidoto y granate y a un granito subalcalino con anfíbol verde oscuro.

Introducción

El objetivo del trabajo es la caracterización petrográfica de las rocas metamórficas y graníticas y el análisis de la evolución metamórfica del basamento cristalino aflorante en el tercio sur de la sierra Pie de Palo, en el área correspondiente a la Hoja Geológica 21d, Villa Colón, provincia de San Juan.

La sierra Pie de Palo, que constituye parte de las Sierras Pampeanas occidentales, se considera una fracción del cinturón móvil pampeano. Por sus características litológicas y estructurales corresponde a una zona distal y marginal, epi a mesocortical, del núcleo de mayor grado metamórfico y granitización correspondiente a las Sierras Pampeanas orientales que se des-

Abstract

Metamorphic and granitic rocks from the Precambrian to Lower Paleozoic basement of the southern third of the Pie de Palo range are described. They are included in three main units: Metamorfitas Caucete, Esquistos del Centro and Granitoids gathered in the Pie de Palo Complex.

The petrographic analysis indicates that two metamorphic zones are present. One of them is characterized by low to medium grade facies and the other by assemblages of medium to high grade rocks with some local granitization; both are of intermediate pressure. Their poly-metamorphic evolution began with a first relictual green schist to almandine amphibolites grade diagenetic event accompanied by shearing.

Subsequently a new metamorphic episode, as an incomplete dynamic recrystallization related with milonitization occurred, previously to a local retrograde chlorite grade metamorphism.

The studied granitoids are sinkinematic tonalitic to granitic rocks; some minor latekinematic granitic bodies with garnet and epidote as well as a subalkaline granite bearing deep green coloured amphibole are also described.

arrollan desde la vecina sierra del Valle Fértil (flanco oriental) hacia el este.

Las primeras descripciones petrográficas de esta región se deben a Stieglitz (1914) quien caracterizó varios tipos litológicos del sector sudoccidental de la sierra correspondientes a las quebradas de Flores, Capella, Chorro, Las Canteras, Piedra Pintada, Petaca y del Gato. Posteriormente Kittl (1951) dividió en tres partes al conjunto de rocas de la sierra: una serie oriental constituida por gneises, esquistos y filitas, una central constituida por anfibolitas y gabros y una occidental de rocas variadas que, hacia el oeste se ponen en contacto con las calizas cristalinas que son frecuentes en el oeste de la sierra; además describió rocas ultrabási-

cas serpentínicas y talcosas hacia el occidente y cuerpos filónicos graníticos y pegmatíticos.

Borrello (1963) estableció localmente el Grupo Cauçete para un sector del extremo sudoccidental de la sierra, integrándolo con los Esquistos Puntilla Negra, la Formación Angaco constiuida por calizas y dolomías, la Cuarcita Quemado y la Formación Pie de Palo compuesta por unos 2.000 m de areniscas y esquistos submetamórficos a metamórficos.

Un reconocimiento regional geológico-minero de la sierra fue llevado a cabo por Minera TEA (1967), en el que se describieron los tipos litológicos presentes diferenciando dos ambientes metamórficos, uno de alto metamorfismo y otro, ubicado hacia el oeste, de bajo grado. En el primer ambiente, típico de las áreas central y oriental de la sierra, domina el esquisto cuarzo-biotítico-oligoclásico acompañado por anfibolitas, migmatitas, milonitas y mármoles; el complejo de bajo metamorfismo fue descrito para el borde oeste de la sierra como compuesto por cuarcitas micáceas, semiesquistos carbonáticos, calizas y esquistos sericiticos.

Caminos (1979) incluyó a la sierra Pie de Palo dentro de la denominada "Faja Occidental" de Sierras Pampeanas Noroccidentales, conjuntamente con las sierras de Valle Fértil y La Huerta del este de San Juan y las sierras de Umango, Villa Unión, Cuminchango y Toro Negro de La Rioja. Esta faja se caracterizaría, según este autor, por presentar metamorfitas donde cobran importancia las rocas carbonáticas y calcosilicáticas, escasas rocas graníticas y relativa mayor abundancia de intrusiones básicas y ultrabásicas.

Áreas restringidas a las quebradas Seca y Pozo del Indio (Llano y Grassi, 1982 y Llano y Rossa, 1982) fueron estudiadas petrológica y estructuralmente, así como descrita la fuerte deformación por molienda y los productos cataclásticos del sector sudoccidental. (Llano *et al.*, 1982). Cabe también señalar la contribución sobre la estructura íntima del tercio sur de Pie de Palo (Dalla Salda y Varela, 1982) donde se establecieron tres orientaciones tectónicas dominantes en la región.

Es de destacar que la faja sudoccidental, de bajo rango metamórfico (Grupo Cauçete, Borrello, *op. cit.*) ha sido considerada como perteneciente al Paleozoico inferior y ho-

mologada con rocas calcáreas cambro-ordovícicas de la Precordillera (Schiller, 1912; Groeber, 1948; Linares *et al.*, 1982). Los últimos autores, mediante el estudio de isotopos del carbono y oxígeno en calizas paleozoicas de la sierra de Zonda, calizas cristalinas metamórficas del basamento de Pie de Palo y calizas y dolomías de la faja sudoccidental de edad dudosa de la misma sierra, establecieron que las "calizas poco alteradas" del borde occidental de Pie de Palo tienen un origen similar a las calizas de Zonda de Precordillera y tentativamente las ubicaron en el tiempo cambro-ordovícico.

Cabe señalar finalmente que datos radiométricos de este basamento fueron aportados por Linares y Aparicio (1976) en tanto que la estructura regional por fracturación, fue estudiada con detalle por Baldis *et al.* (1979) y Uliarte y Gianni (1982).

La geología regional del área estudiada es relativamente sencilla, ya que en ella se reconocen tres grupos de unidades claramente distinguibles que, en orden cronoestratigráfico son: el Basamento Cristalino, de edad precámbrica a paleozoica inferior, una secuencia poco potente de sedimentos terciarios y una serie de facies de sedimentos pleistocénicos y actuales. El Basamento Cristalino constituye el cuerpo principal de la sierra Pie de Palo y la secuencia terciaria queda restringida a una angosta faja, discontinua, en el borde oriental de la sierra, asociada al Pleistoceno constituido por depósitos gruesos aterrazados.

El basamento cristalino (Complejo Pie de Palo)

Se introduce ésta unidad litoestratigráfica para denominar al conjunto de rocas del basamento cristalino que aflora en la sierra homónima y que fuera estudiado en el tercio sur de la sierra Pie de Palo y en Los Cerrillos (cerro Barboza). Se encuentra constituido por una importante secuencia metamórfica derivada de rocas sedimentarias, con intercalaciones y/o intrusiones ígneas, que se encuentra local y débilmente migmatizada y en la que se han emplazado escasos cuerpos menores graníticos y rocas de filón asociadas con ellos.

A los fines del trabajo se mapearon las rocas del Complejo Pie de Palo divididas en tres unidades fundamentales: Metamorfitas Cauçete, Esquistos del Centro y Granitoides.

Además se describen asomos menores de rocas metamórficas y de inyección.

La edad de este Complejo es considerada precámbrica a paleozoica debido a que las edades radiométricas disponibles (Linares y Aparicio, 1976; INGEIS, 1980) cubren este lapso, situación que parece similar a la de otras áreas de Sierras Pampeanas orientales donde, a eventos tempranos del Precámbrico superior, se le superponen otros episodios (principalmente de removilización y granitización) de edad paleozoica inferior a media.

Metamorfitas Caucete: Esta unidad es de distribución marginal. Comprende parte del denominado Grupo Caucete (Borrello, 1963) y tiene equivalencia con el complejo de bajo metamorfismo distinguido para el sector oeste de la región por Minera TEA (1967). En el mapa (fig. 1) se incorporan nuevas áreas de esta unidad en las regiones sur y suroriental. Está compuesta por metamorfitas de grado bajo a medio, entre las que son de importancia los derivados calcáreos y cuarcíticos acompañados por otros metasedimentos y anfibolitas.

Dentro de las Metamorfitas Caucete los mármoles y esquistos carbonáticos forman fajas de espesores variables: los máximos valores (siempre con numerosas intercalaciones de otras metamorfitas) son de alrededor de 200 m en la zona occidental (quebrada Ancha de la Puntilla y aledañas) y en el filo del grafito en la zona de Nikizanga. Otras intercalaciones de menor potencia fueron individualizadas en las áreas antes citadas y en la zona austral en las quebradas de la Aguada, de las Peñas e inmediaciones de Difunta Correa.

Se trata de rocas de colores diversos, bandeadas, en las que se distinguen, por su color, dos tipos dominantes, las negro-azuladas y las de color bayo (posiblemente algo más dolomíticas). El tamaño de grano es fino a mediano y en las variedades impuras acompañan al carbonato otros minerales metamórficos como mica, epidoto, cuarzo, etc. En algunos casos están altamente tectonizadas, convertidas en cataclasitas de mármoles y brechas, presentando algunas variedades cantidades menores de grafito pulverulento, como en la región oriental de Nikizanga y en los asomos de calizas negras aguas arriba de la quebrada de la Aguada. En estas rocas carbonáticas se intercalan delgadas capas de esquistos micáceos, gene-

ralmente coincidiendo con una zona de rocas calcáreas esquistosas. Es posible indicar que las rocas carbonáticas grises y azuladas predominan en el sector inferior de los afloramientos de la zona del borde sudoeste de sierra, en tanto que las de color bayo aparecen por encima de ellas.

Tanto en el borde este como en el oeste se reconocen cuarcitas y esquistos derivados de metaarenitas cuarzosas dispuestas en capas delgadas que, ocasionalmente, llegan a constituir paquetes de 15-20 m de potencia, alternando con rocas más esquistosas. Se trata de rocas de colores claros, grises a verdosas y aún blanquecinas y amarillentas, de grano medio a fino y generalmente bandeadas y poco esquistosas. Estas rocas cuarcíticas han sido reconocidas en la región suroccidental en las quebradas La Lichona, Ancha y otras. En la austral, en la zona aledaña al paraje Difunta Correa.

Los esquistos son rocas generalmente verdosas y de grano mediano a grueso, diferenciándose variedades talcosas, tremolíticas y aún clorítico-serpentinicas. Se encuentran generalmente muy tectonizados. Su espesor no es muy importante, usualmente capas de pocos metros, pero se repiten varias veces intercalándose entre los mármoles y esquistos aluminosos. En el extremo noroccidental, aguas arriba de la quebrada la Lichona, aparece un banco de esquisto talcoso de unos 14 m de potencia asociado a esquistos anfibólicos-granatíferos y anfibolitas.

Los esquistos aluminosos y grafiticos se encuentran representados por varias intercalaciones en el conjunto dominante sílico-carbonático. Se trata de rocas esquistosas de colores verdosos a grises oscuros (especialmente si son grafiticas) y de composición variable ya que las hay granatíferas, micáceas y feldespático-micáceas. Los niveles de esquistos grafiticos (de los cuales se identificaron dos en la región de Ninizanga, extremo norte del Filo del Grafito) tienen alrededor de un metro de espesor y se encuentran muy tectonizados.

Dentro del grupo de los esquistos magnesianos y anfibolitas se ha incluido a todas aquellas metamorfitas que presentan características de derivados metamórficos de rocas básicas y ultrabásicas (y/o de dolomitas silíceas) y por consiguiente de paragénesis ricas en minerales ferromagnesianos.

Las anfibolitas aparecen asociadas a los esquistos, como en el ejemplo citado anteriormente, o como pequeños cuerpos de poco

espesor y forma tabular o lenticular. Se trata de rocas grises a verde oscuro, de grano mediano, con variedades esquistosas, lineadas o macizas y de composición anfíbol-plagioclasa. Dos cuerpos mayores de rocas anfibólicas que, por sus relaciones de campo y petrografía, corresponden a un ciclo básico premetamórfico importante, fueron reconocidos en la región sur del área estudiada (inmediaciones de Difunta Correa). Estos cuerpos mayores presentan espesores variables entre 300 y 500 m y se muestran emplazados concordantemente con la esquistosidad, de rumbo casi meridional. No obstante esta concordancia, son rocas macizas y de franco aspecto ígneo. Entre esta metabasitas generalmente de colores grises oscuros y verdosos oscuros, de grano medio, dominan las de composición anfíbol-plagioclasa, usualmente acompañadas por escaso cuarzo y epidoto; existen también variedades biotíticas y granatíferas.

Esquistos del Centro: Esta unidad es la de mayor distribución areal del Complejo Pie de Palo. Se la encuentra representada en la región central y sudoccidental de la sierra y en los Cerrillos, como una potente secuencia de esquistos, anfíbolitas y gneises de distintos tipos. Corresponde, en general, con el "Complejo metamórfico" mapeado por Minera TEA (1967).

Las rocas dominantes son los esquistos y gneises oscuros que posiblemente fueran considerados rocas gábricas por Kittl (1951), quien destacó su abundancia en la región central de la sierra. Estas rocas, que observan buen desarrollo de esquistosidad y foliación, son de tamaño de grano medio a grueso. Localmente presentan diferenciados claros en forma de ojos y venas, fenómeno que parece hacerse relativamente más frecuente hacia las partes más altas de la sierra.

Entre los esquistos los más comunes son los micáceos y los cuarzo feldespáticos, pero hay zonas donde dominan los anfibólicos (y anfibólico-granatíferos). En la región centro-occidental, cerca del contacto con las Metamorfitas Cauçete, se localizaron esquistos con cianita. Los gneises son frecuentemente gris oscuro, pero también los hay rosados y verdoso-amarillentos. Las variedades encontradas son: gneises de ojos feldespáticos (embrechíticos o migmatíticos), gneises micáceos granatíferos y gneises diopsídicos, éstos últimos en la quebrada del río Negro, constituyendo la caja de rocas graníticas.

También en esta unidad se reconocieron varias intercalaciones de anfíbolitas, pero no tan frecuentes como en la anterior. Estas rocas, principalmente metabasitas macizas o lineadas, ofrecen asociaciones minerales en las que dominan anfíbol y plagioclasa, con biotita y epidoto subordinados; algunas variedades son granatíferas.

Granitoides: Esta unidad incluye a las rocas graníticas tanto de características intrusivo-plutónicas como migmatíticas, que aparecen en la región como cuerpos menores. Se trata de cuerpos graníticos lenticulares y de cuerpos tabulares menores de aspecto migmatítico (migmatitas homogéneas y heterogéneas en el sentido de Jung y Roqués, 1952), algunas de las cuales son similares a las descritas como "palitas" por Llano y Rossa (1982). Estas últimas aparecen saltuariamente rodeando los cuerpos graníticos mayores, aisladamente dentro de los Esquistos del Centro y menos comúnmente en las Metamorfitas Cauçete. Destaca que resulta difícil separar las rocas migmatíticas de las gneisicas que se incluyeron en los Esquistos del Centro, ya que estas últimas presentan frecuentemente visibles fenómenos de granitización, pero se considera oportuno hacerlo pues a éstas se las encontró más ligadas a los granitos que a los esquistos y gneises. Además se destaca que solo cuando la granitización es fuerte se incluyó sus productos en esta unidad.

Las rocas migmatíticas se encuentran representadas por tipos homogéneos y heterogéneos, siendo el primero el más frecuente. Entre las variedades homogéneas se destacan las embrechitas y anatexitas (ambos tipos esquistosos) como rocas de colores grises, rosados, grano medio a grueso, de leucosomas cuarzo-feldespático y melanosomas micáceos y hasta granatíferos. La variedad heterogénea predominante es la epibolítica, donde gruesas bandas cuarzo-feldespáticas alternan con otras esquistosas ricas en micas y granate. Estas rocas son frecuentes en las regiones vecinas del granito expuesto aguas arriba de la quebrada del río Negro.

Entre las rocas graníticas macizas y de aspecto "plutónico" las hay de texturas equigranulares e inequigranulares. Entre las del primer tipo se destacan los cuerpos menores de Agua de los Burros y del puesto La Chilca, donde han sido observados sendos intrusivos graníticos de apariencia postectónica. Entre las segundas se mencionan las

rocas porfiroideas graníticas del cuerpo lenticular reconocido aguas arriba de la quebrada del río Negro.

Cabe señalar que las rocas graníticas del río Negro gradan transicionalmente de rocas macizas, no esquistosas o débilmente foliadas a rocas migmatíticas y gneisicas de fuerte apariencia metamórfica, bandeadas, con buen desarrollo de esquistosidad y porfiroblastesis. Este no parece ser un cuerpo único sino más bien una serie de cuerpos concordantes (quizás unidos en profundidad) interdigitados con las metamorfitas y emplazados sintectónicamente. En cambio los cuerpos graníticos del sudeste, como se ha puntualizado anteriormente, tienen características de cuerpos tardío o postorogénicos.

Petrología del Complejo Pie de Palo

Los principales tipos litológicos

Los esquistos: Estas rocas tienen amplia distribución en la región, pero son más abundantes en la zona sur y sudoriental dentro de las Metamorfitas Cauce; no obstante son también frecuentes en la zona del centro, especialmente en las variedades de mayor rango como las estaurolíticas. Estas rocas, de colores y grano variado, son más fácilmente meteorizables, por lo que la región sur de la sierra, en donde son típicas, es más baja, de cerros pequeños de poca altura, redondeados, con mayor densidad de drenaje.

Desde el punto de vista petrológico han sido divididos en dos grandes grupos, los esquistos granatíferos y los esquistos micáceos y feldespáticos.

—**Los esquistos granatíferos:** Se estudiaron 24 muestras de esquistos típicos de la región sur y sudoriental. Se los ha reconocido en las quebradas de la Aguada, de las Liebres y de Flores, área de Difunta Correa, en el borde oriental en la escama tectónica de Loma La Chilca y también hacia el oeste, suroeste y nordeste de Nikizanga. Una variedad estaurolítica de esquistos granatíferos fue reconocida inmediatamente al este del contacto tectónico entre la zona de las Metamorfitas Cauce y la de los Esquistos del Centro en el borde occidental de la sierra.

En general estas rocas poseen colores variados desde grises a verdosos, son esquistosas, algunas foliadas, poseen texturas por-



Fotomicrografía 1. — Esquisto granatífero del oeste de Nikizanga. Granate diaforético, envuelto en clorita. Sin analizador, x20.

firoblásticas con matrices lepidoblásticas a granoblásticas y en ciertos casos el granate muestra texturas rotadas helicíticas sincinemáticas. Algunas rocas muestran signos de cataclasis en las inmediaciones de zonas de corte.

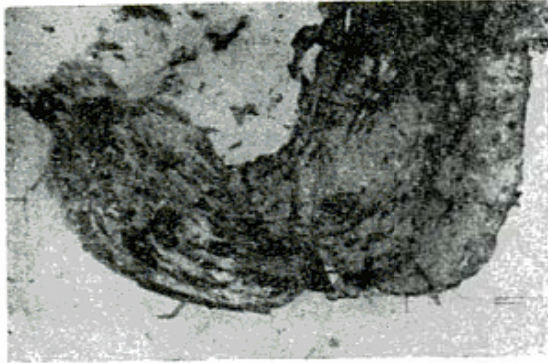
Los félsicos dominantes son el cuarzo y la plagioclasa con contenidos variables de anortita entre 8 % y 25 %. En menor proporción hay variedades más potásicas, con microlino y muscovita. Lo común es que se encuentren caracterizadas por cuarzo, plagioclasa ácida, granate (inoloro o rosado pálido), biotita castaña y muscovita. El epidoto (pistacita y/o zoisita) también es frecuente; la clorita aparece menos frecuentemente, tanto como un producto de diafóresis del granate (fot. 1) como en la matriz con muscovita.

Tanto en la quebrada de la Aguada como en la de las Liebres y en la región al este de Nikizanga (Filo del Grafito) se encontraron variedades de esquistos granatíferos con hornblenda verde subordinada.

En la quebrada de la Aguada, unos 8 km aguas arriba, se localizaron asociados con mármoles y esquistos carbonáticos grafíticos, rocas granatíferas con grafito, similares a algunas intercalaciones del borde occidental, también en esquistos calcáreos y tremolíticos.

Es interesante destacar que el estudio de estas rocas reveló la cristalización de un granate dinámico y otro final, estático, casi euedrico (fot. 2 y 3). En un caso se determinó la recrystalización de un reborde de granate sobre un núcleo de granate anterior (fot. 4).

La variedad estaurolítica es foliada y esquistosa de textura porfiroblástica; los granates son rosados pálidos y se encuentran



Fotomicrografía 2. — Granate sincinemático en esquistos. Aguas arriba quebrada río Negro, en Esquistos del Centro. Sin analizador, x20.

envueltos en una matriz micácea de recristalización posterior rica en muscovita y cuarzo; la estauroлита, amarilla subedral y con inclusiones de cuarzo, está acompañada por escasa hornblenda verde.

—*Los esquistos micáceos y feldespáticos:* Estas rocas, de las que se estudiaron 16 muestras, se caracterizan por no presentar granate, por ser fundamentalmente micá-

ceas y por su plagioclasa algo más ácida que la de los granatíferos, variando entre 7 % y 15 % del contenido de anortita. Se trata de rocas esquistosas, algunas bandeadas, de grano medio a fino lo que revelaría un grado poco intenso de metamorfismo. Algunas de ellas tienen afinidades hacia las filitas, otras pasan en transición a esquistos carbonáticos. Se asocian en el campo con los esquistos granatíferos especialmente en las regiones ocupadas por las Metamorfitas Cauce.



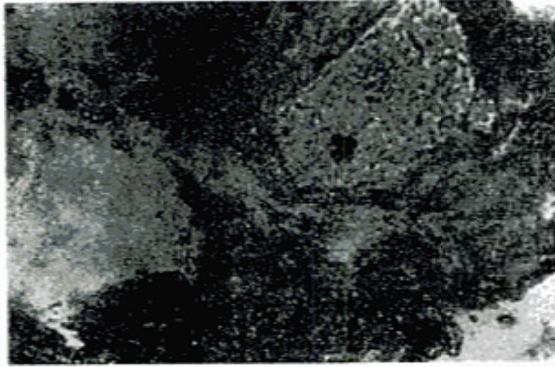
Fotomicrografía 3. — Granates estáticos en esquistos de la zona aguas arriba de la quebrada del Chorro. Sin analizador. x20.

TARLA I. — *Paragénesis y texturas de Esquistos Granatíferos* °

Qz + Plg	+ Gr + St	+ Musc + (Ho)	Porfirobl
Qz + Plg	(Olig) + Gr + Bio	+ Musc	Porfirobl a Lepidobl
(2) Qz + Plg	(An10) + Gr + Bio	+ Musc + (Ho)	Porfirobl, Granobl a Lepidobl
Qz + Plg	(Olig) + Gr + Bio	+ Graf	Porfirobl
(2) Qz + Plg	(Olig) + Gr + Bio	+ Musc + Epi	Porfirobl y Lepidobl
Qz + Plg	+ Gr + Bio	+ Musc + Graf	Porfirobl y Lepidobl
(2) Qz + Plg	(An25) + Gr + Bio		Granobl
Qz + Plg	(Olig) + Gr + Bio	+ Epi + (Ho)	Porfirobl - Helic
			Porfirobl - Lepidobl
Qz + Plg	(An20) + Gr + Bio	+ Cl + (Ho + Epi)	Porfirobl, Lepidobl
Qz + Plg	(Olig) + Gr + Bio	+ Microcl	Catacl
Qz + Plg	(Ab) + Gr + Microcl	+ Musc + Cl	Lepidobl
(2) Qz + Plg	(Ab) + Gr + Musc	+ Microcl + Epi	Lepidobl
Qz + Plg	+ Gr + Musc	+ Cl	Porfirobl - Helic
(2) Qz + Gr	+ Musc + Epi	+ Ho + (Plg)	Porfirobl - Lepidobl
Qz + Gr	+ Musc + Epi	+ Ho + (Anat)	Porfirobl, Granobl
Qz + Gr	+ Musc + Epi	+ (Ho)	Porfirobl - Helic
Qz + Gr	+ Musc + Cl	+ Microcl + (Ab)	Lepidobl
Plg (Olig)	+ Cl	+ (Ho)	Gr + Bio + Cl +
Plg (Olig)	+ Gr + Epi	+ (Qz + Ho)	Lentibl Musc Lepidobl

El contenido de Anortita en plagioclasa varía entre An8-An25.

° Referencias de Tablas de paragénesis y texturas: Ab: albita; An: anortita; Andes: andesina; Anat: anatasa; Ap: apatita; Bio: biotita; Cal: calcita y/o dolomita; Cl: clorita; Diop: diopsido; Epi: epidoto; Flogop: flogopita; Gr: granate; Graf: grafito; Hemat: hematita; Ho: hornblenda; Ky: cianita; Microcl: microclino; Musc: muscovita; Olig: oligoclasa; Opc: opacos; Pir: pirita; Plg: plagioclasa; Qz: cuarzo; St: estauroлита; Talc: talco; Tit: titanita; Tremol: tremolita; Zr: circón. Blastops: blastopsamítica; Catacl: cataclástica; Granobl: granoblástica; Helic: helicítica; Lentibl: lentiblástica; Lepidobl: lepidoblástica; Nematobl: nematoblástica; Porfirobl: porfiroblástica.

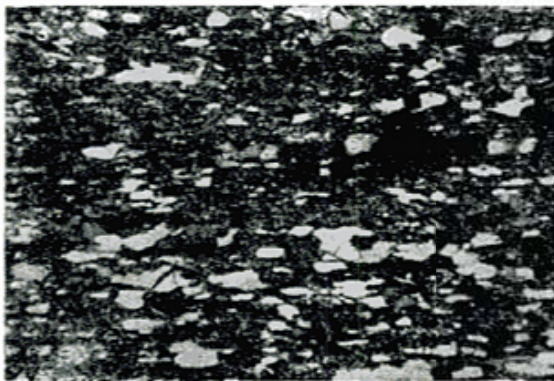


Fotomicrografía 4. — Borde de granate crecido sobre un núcleo anterior en esquistos aguas arriba quebrada Ancha de la Puntilla. Sin analizador, x20.

Están típicamente intercaladas con esquistos granatíferos, carbonáticos, rocas cuarcíticas y eventualmente, gneises y migmatitas de la zona central.

La petrografía de estas rocas revela un predominio de texturas lepidoblásticas con variaciones hacia las granoblásticas y porfiroblásticas; en tres casos se identificaron claras texturas blastopsamíticas en esquistos de muy bajo rango de las zonas del borde en la quebrada de Flores, de las Liebres y a medio camino entre Vallecito y Puesto Nikizanga por el camino viejo, en los que se conservan relaciones clasto-matriz y formas de clastos de arenitas cuarzo-feldespáticas originalmente con un 30-40 % de matriz (fot. 5). Algunas rocas tienen sobreimpuesta una textura cataclástica moderada.

Composicionalmente dominan las rocas con cuarzo y albita xenoblástica acompañados por biotita castaña rojiza o verdosa y muscovita. A estos minerales puede acom-



Fotomicrografía 5. — Esquisto micáceo de textura blastopsamítica, camino Vallecito a Puesto Nikizanga, en rocas de bajo rango de las Metamorfitas Cauce. Con analizador, x20.

pañar algo de epidoto (zoisita y/o pistacita) microclino y clorita. Eventualmente presentan calcita granular intersticial como en la roca de caja de la Mina Gaetano en la quebrada La Lichona. En la quebrada de Flores son biotítico-muscovíticos; las micas crecidas en planos preferidos, se encuentran ópticamente orientadas por zonas acompañadas por cuarzo y albita localizados preferentemente en folias delgadas lenticulares (fot. 6).

Para el sector sudoccidental y en la quebrada de Las Liebres se registraron rocas con plagioclasa ácida zonada y texturas porfiroblásticas o blastoporfíricas? de matrices granoblásticas débilmente foliadas que podrían interpretarse como derivados de tobacitas o vulcanitas de tipo dacítico. Tanto en la región de Nikizanga como en el área de la esquina noroccidental de la región, se loca-



Fotomicrografía 6. — Esquisto micáceo biotítico. Aguas arriba de la quebrada Ancha de la Puntilla. Con analizador, x20.

lizaron esquistos biotíticos con grafito (alrededor de un 7 %) y algo de hematita. El grafito se concentra en los planos de esquistosidad y el cuarzo predomina sobre la plagioclasa, acompañando además, escaso epidoto.

Estas rocas, en mucha menor proporción, fueron también encontradas en la zona de los Esquistos del Centro, intercaladas en gneises y migmatitas en la región centro-oriental. En este caso se trata de rocas micáceas donde incluso la clorita se hace dominante. La asociación muscovita-clorita en esta zona permitiría indicar que se trata de esquistos diaforéticos asociados a las fajas regionales de corte y corrimiento más antiguas. No obstante, como algunas de ellas también portan grafito y son muy similares texturalmente a las encontradas en los Es-

TABLA II. — *Paragénesis y texturas de los Esquistos Micáceos y Feldespáticos* °

	Qz + Plg + Bio	+ Microcl	Lepidobl y Catacl
(2)	Qz + Plg (Olig) + Bio	+ (Musc + Cal)	Lepidobl y Catacl
	Qz + Plg (Ab) + Bio	+ Musc + Microcl	Lepidobl
	Qz + Plg (Ab) + Musc	+ Cl	Lepidobl
(3)	Qz + Plg (Ab) + Bio	+ Epi	Blastops a Lepidobl
	Qz + Plg (Ab) + Bio	+ Musc	Lepidobl
	Qz + Plg (Olig) + Bio	+ Musc + (Opc)	Blastops
	Qz + Plg (Ab) + Bio	+ Musc + (Ap + Zr)	Lepidobl
	Qz + Plg + Bio + Musc	+ (Epi + Cal)	Lepidobl y Catacl
	Qz + Plg (Ab) + Bio	+ Musc + (Gr + Cl)	Lepidobl
	Qz + Plg (Ab) + Bio	+ Graf + (Epi)	Granobl a Lepidobl
	Qz + Plg (Ab) + Cl	+ (Graf + Pir)	Lepidobl
	Qz + Musc + Microcl	+ Epi + (Gr)	Porfirobl y Lepidobl

El contenido de Anotita en la plagioclasa varía entre 7 y 15 %.

° Referencias al pie de Tabla I.

quistos Cauçete, podrían ser también consideradas como láminas tectónicamente incorporadas por corrimientos.

En esquistos de la quebrada de las Liebres, y también en otros, se determinó la presencia de dos esquistosidades cruzadas, la segunda de ellas desarrollada según el plano axial de un microplegamiento de una esquistosidad anterior. Inclusive debe acotarse que texturalmente es posible reconocer en ellos dos cataclasis: una previa a un metamorfismo y otra posterior.

Mármoles y Esquistos Carbonáticos: Los mármoles y esquistos carbonáticos constituyen un grupo importante dentro de las Metamorfitas Cauçete, especialmente en la región occidental, donde están representados espesos bancos intercalados en esquistos y rocas cuarzo-feldespáticas de bajo rango. En menor proporción también se los observó en la región sur (alrededor de 5 km aguas arriba de la quebrada de la Aguada, en las quebradas de las Liebres y de Flores y en el

borde oriental, especialmente en el Filo del Grafito).

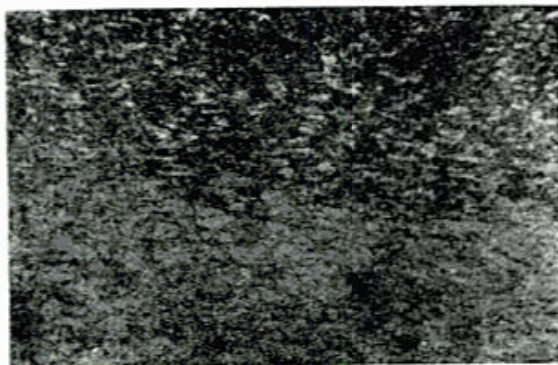
Los mármoles son rocas de colores variados desde blancos hasta azulados oscuros, hay variedades rosadas, amarillentas y grises oscuras con grafito (Nikizanga, Filo del Grafito).

Generalmente son rocas bandeadas y de texturas granoblásticas a lentiblasticas de tamaño de grano entre 1 y 3 mm; los esquistos carbonáticos, donde la calcita es acompañada por cantidades equivalentes de mica, feldespatos y cuarzo, presentan texturas lentiblasticas a lepidoblasticas. Muchas de estas rocas presentan una textura cataclástica (de granoclástica hasta protomilonítica) sobreimpuesta. En la región de San Ceferino (extremo sudoeste) se observaron esquistos carbonáticos con texturas blastosamíticas heredadas reveladas por las formas clásticas del microclino, cuarzo y plagioclasa en una matriz fina, recrystalizada de calcita, muscovita y biotita; estas rocas pre-

TABLA III. — *Paragénesis y texturas de los Mármoles y Esquistos Carbonáticos* °

(2)	Cal + (Qz)	Granobl
	Cal + (Epi + Qz + Musc)	Lentibl
	Cal + (Qz + Musc)	Granobl y Catacl
(2)	Cal + (Qz + Musc)	Granobl y Lentibl
	Cal + Qz + Flogop + (Epi + Qz)	Granobl y Lentibl
	Cal + Flogop + Cl	Granobl
(2)	Cal + Musc + Flogop? + (Microl + Qz)	Granobl y Catacl
	Cal + Tremol	Lentibl y Catacl
	Cal + (Flogop + Ab)	Granobl
	Cal + Ab + Qz + Musc + (Pir)	Lentibl
	Cal + Musc + Qz + Microl + (Opc)	Granobl y Blastops
	Cal + Bio + Musc + Qz + Microcl	Lepidobl y Blastops

° Referencias al pie de tabla I.



Fotomicrografía 7. — Mármol con grafito del Filo del Grafito, en el área de Nikizanga. Sin analizador, x20.



Fotomicrografía 8. — Cuarzita micácea con epidoto. Quebrada del Chorro. Con analizador, x20.

sentan esquistosidad marcada por una impregnación de óxido de hierro.

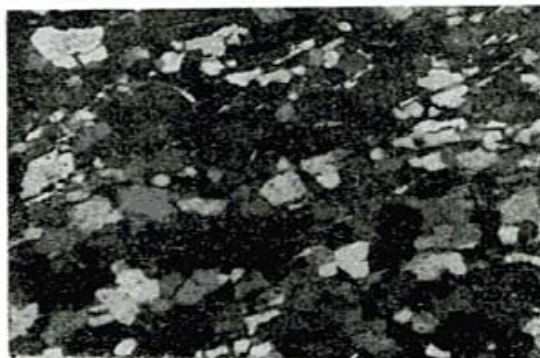
Composicionalmente varían entre las variedades casi totalmente carbonáticas (80-95 % de calcita y/o dolomita) con escasa mica incolora y cuarzo, hasta tipos en los que las micas, los feldespatos (plagioclasa sódica y microclino) y el cuarzo en conjunto dominan al carbonato. Generalmente están presentes las micas incoloras (muscovita y/o flogopita). También se reconocieron variedades con escasa tremolita, clorita y grafito, estas últimas en el área inmediatamente al oeste de Nikizanga y en la quebrada de la Aguada donde el carbonato está acompañado de grafito y cuarzo en rocas de grano fino (media 0,3 mm) de texturas granoblásticas ligeramente foliadas y esquistosas y donde el grafito (alrededor del 5 %) es pulverulento y aparece concentrado en los planos de esquistosidad (fot. 7); en las del Filo del Grafito se reconocieron intercalaciones de esquistos carbonáticos con mica incolora y cuarzo fino xenoblástico. |

En la quebrada de Flores aparecen rocas carbonáticas con escaso epidoto y plagioclasa sódica. Tienen texturas granoblásticas a lenticulares y son foliadas por una alternancia de capas de pocos milímetros con distintos tenores de cuarzo, epidoto y mica flogopítica. Las folias más pobres en calcita son lepidoblásticas y la calcita tiene tendencia a alargarse en el sentido de la foliación; además se observan delgados lenticulos de cuarzo policristalino y epidoto castaño rojizo fuertemente pleocroico tipo piedmontita.

Metacuarzitas y Metaarenitas cuarzosas: Estos derivados metamórficos se encuentran distribuidos tanto en el grupo de rocas de menor rango del borde como en los

sectores centrales; no obstante aparecen más frecuentemente asociados a los calcáreos del borde occidental y de Nikizanga. En el mismo se reúnen todas las rocas que colectivamente se reconocen megascópicamente como "cuarcitas", aunque al microscopio es posible definir pocas rocas derivadas de ortocuarzitas; son generalmente productos de rocas sedimentarias ricas en cuarzo. Megascópicamente presentan colores grises verdosos, castaños o amarillentos, su grano es de medio a fino y son pobremente esquistosas a menos que tengan capitas micáceas intercaladas. Usualmente son foliadas y sus filossilicatos se disponen paralelamente. Su textura es granoblástica (de grano 1-3 mm) y presentan frecuentemente signos de cataclasis.

Resumiendo las características petrográficas de este grupo es posible decir que existen tipos de rocas con predominio de cuarzo acompañado por micas y epidoto (fot. 8) y otras en que los feldespatos son tanto o más importantes que el cuarzo (fot. 9). Estas últimas podrían ser clasificadas como



Fotomicrografía 9. — Cuarzita feldespática micácea. Quebrada del Chorro. Con analizador, x20.

TABLA IV. — *Paragénesis y texturas de rocas cuarzosas* °

Qz + Musc + (Cal)	Granobl
Qz + + Musc + Bio + (Ab + Epi + Gr)	Granobl
Qz + Plg (Olig) + Musc + Bio + Epi	Lentibl
Qz + Plg (Ab) + Musc + Opc	Granobl a Lepidobl
Qz + Plg (Ab) + Bio + (Ho + Epi)	Lepidobl a Granobl
Qz + Microcl + Ab + Musc + Epi	Blastops
Qz + Microcl + Ab + Musc + Bio	Blastops
Qz + Microcl + Ab + Musc + (Opc + Gr)	Granobl
Qz + Microcl + Musc	Blastops
Qz + Ab + Musc + Bio + Epi + (Gr)	Granobl
Qz + Musc + Epi + Cal	Granobl

°Referencias al pie de tabla I.

esquistos cuarzo-feldespáticos, pero usualmente son de pobre esquistosidad. Los feldespatos que acompañan al cuarzo son albita y microclino; en menor cantidad aparecen muscovita, biotita, epidoto y calcita. En una muestra correspondiente a la quebrada Seca se observó escaso granate incoloro anedral y circones redondeados.

Parte de las rocas presentan francas texturas blastopsamíticas semejantes a arenitas feldespáticas; se observan cristales de tamaño arena gruesa angulosos a subangulosos rodeados de una matriz arena fina de composición cuarzo-feldespática con muscovita y en casos biotita. Se registraron en el borde sudoriental (entre Difunta Correa y Nikizanga) e intercalados en los bancos de mármoles y esquistos en el borde sudoccidental, asociados a rocas de bajo rango.

En una roca cuarzosa con muscovita y albita de la zona de Nikizanga (Puesto Agua de Abajo, Filo del Grafito) de textura granoblástica a lepidoblástica se observaron pliegues microscópicos intrafoliados cortados por un segundo plano de esquistosidad.

Metabasitas: Los productos metamórficos de las rocas básicas y ultrabásicas? de la zona son particularmente frecuentes en el sector sudoccidental de la sierra, así como en el cerro Barboza.

En general se trata de rocas de colores grises verdosos oscuros y grano medio a fino; las variaciones texturales y de color dependen de su mineralogía; en casos en que domina la tremolita acompañada por talco o clorita sus colores son verdosos claros hasta amarillentos.

Estructuralmente se reconocen variedades macizas, planares y lineales; en algunos casos se observan variedades foliadas, esquistosas e intensamente replegadas.

Para su descripción se dividieron en dos grupos fundamentales, uno corresponde a la zona de metamorfismo bajo a mediano que denominamos anfibolitas y esquistos tremolíticos y otro, de mayor grado metamórfico, que denominamos anfibolitas hornbléndicas. El primer grupo es característico del borde sudoccidental, parte del sur y sudeste y localmente desarrollado en el interior de la sierra, en tanto que el segundo es característico de la zona de los Esquistos del Centro. En total se analizaron petrográficamente 46 tipos distintos de rocas anfibólicas, 19 correspondientes al primer grupo y 27 al segundo.

—*Anfibolitas y Esquistos tremolíticos:* De acuerdo con las paragénesis minerales encontradas es posible subdividir las en dos subgrupos importantes: 1) anfibolitas y esquistos tremolíticos con feldespato (albita, An 8-10) y 2) anfibolitas y esquistos tremolíticos y/o talcosos sin feldespatos.

1. *Las anfibolitas tremolíticas feldespáticas:* Comprende rocas generalmente de colores claros, grano medio y esquistosas. Las texturas varían entre nematoblásticas a decusadas; en un caso se observaron relaciones porfiroblásticas. Generalmente el mineral dominante es un anfíbol tremolítico incoloro a verde pálido, no pleocroico, acompañado por epidoto zoisítico, escasa plagioclasa ácida xenoblástica con un tenor de no más de An 10, y cuarzo xenoblástico. Una de estas variedades contiene biotita castaña (en este caso la tremolita es algo más verdosa) y otra clorita. La titanita es frecuente y en oportunidades escasa calcita intersticial participa de su paragénesis. Localidades: extremo noroeste (Galería Larga), quebradas de Morales y de Flores.

2. *Las anfibolitas y esquistos tremolíticos sin feldespatos:* Estas rocas, generalmente

de colores claros, están compuestas principalmente por tremolita acompañada por epidoto, talco, clorita y eventualmente por escaso cuarzo, calcita y titanita. Se trata de rocas esquistosas de textura decusada a nematoblástica y/o lentioblástica.

En el sector noroeste del área estudiada, Galería Larga y mina Gaetano (quebrada Lichona) son frecuentes intercalados en rocas calcáreas (mármoles y esquistos carbonáticos) y metapelitas gráficas, entre las cuales hay generalmente contactos netos. Además se las localizaron en la zona de Esquistos del Centro, aguas arriba de la quebrada del río Negro y unos 2 km al este de la boca de la quebrada Morales.

En estos casos el epidoto zoisítico es muy frecuente, acompañado en algunos casos por talco (que puede llegar a ser dominante, como en la Galería Larga y Mina Gaetano), clorita y menos comúnmente cuarzo, muscovita, calcita y titanita accesoria. En un caso la tremolita se encuentra crecida sobre una matriz de finos gránulos de epidoto zoisítico. Finalmente cabe agregar los esquistos cloríticos encontrados en una trinchera de exploración localizada a 2 km al este de la boca de la quebrada de Morales. Estas rocas son muy similares a las que afloran en la quebrada del Gato, fuera de la zona estudiada.

—*Anfibolitas hornblendíferas*: Aparecen fundamentalmente asociadas a las rocas de grado medio de los Esquistos del Centro.

El grupo de rocas hornblendíferas es de

colores grises a grises verdosos. Se reconocen tanto variedades macizas como foliadas y/o lineadas, en algunos casos son fuertemente esquistosas y, de acuerdo con los tenores de félsicos presentes, podrían ser clasificadas como esquistos anfibólicos. Se reconocieron las siguientes variedades sobre 27 muestras estudiadas.

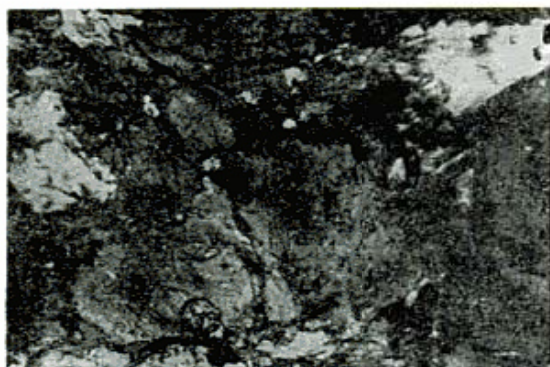
1. *Anfibolitas hornblendíferas biotíticas*: Generalmente de textura tanto maciza granoblástica a nematoblástica o lentioblástica. Contienen tenores variables (2-20 %) de biotita castaña rojiza. Son típicas tanto en la quebrada de Flores, aguas arriba de la quebrada Ancha de la Puntilla (fot. 10), de la zona de Nikizanga, como en el cerro Barboza. Son también de amplia distribución aguas arriba de la quebrada de las Bandurrias, donde son esquistosas y podrían ser clasificadas como esquistos anfibólicos.

En general el mineral dominante es el anfíbol verde pleocroico, le acompañan plagioclasa (An 10-An 35), epidoto zoisítico o pistacítico, cuarzo xenoblástico generalmente intersticial, en un caso algo de muscovita y en forma accesoria titanita y opacos. En la quebrada Ancha de la Puntilla se analizó una muestra con base felsítica milonítica con poca deformación del anfíbol y la biotita. En otro caso el anfíbol presenta zonación con un núcleo de crecimiento rico en minerales opacos y un borde límpido, crecido en dos etapas o debido a un cambio de velocidad de cristalización.

TABLA V. — *Paragénesis y texturas de Anfibolitas tremolíticas* *

Tremol + Epi + Qz	Lepidobl
Tremol + Epi + (Musc + Qz)	Maciza
Tremol + Epi + Ti	Decusada
Tremol + Talc + Cal	Lepidobl
Tremol + Cl	Lepidobl
Tremol + Talc	Lepidobl
Tremol + Epi + Cl + Cal + (Qz)	Lepidobl
Tremol + (Ti + Opc)	Nematobl
Tremol + Epi + (Cal + Qz)	Decusada
Tremol + Epi + (Qz + Ti)	Decusada
Cl + Hemat + Opc	Lepidobl
Tremol + Ab + Epi + Qz + (Ti + Cal)	Decusada
Tremol + Ab + Bio + Epi + Qz + (Ti + Opc)	Nematobl
Tremol + Plg (An10) + Epi + Bio	Maciza
Tremol + Plg (An10) + Qz	Decusada
Tremol + Plg (An 8) + Epi + (Ti)	Decusada
Tremol + Plg (Ab) + Qz	Nematobl y Lepidobl
Tremol + Cl + Epi + Ab + Qz + (Ti)	Lepidobl
Tremol + Qz + (Ti) Epi + Plg (Ab) + Qz + (Ti)	Nematobl

*Referencias al pie de tabla I.



Fotomicrografía 10. — Anfibolita hornblendífera biotítica de la quebrada Ancha de la Puntilla. Sin analizador, x20.

2. *Anfibolitas hornblendíferas granatíferas*: Estas rocas son principalmente macizas a porfiroblásticas, una variedad textural es nematoblástica con orientación de hornblenda. Se reconocieron en la región este, en la zona de los Esquistos del Centro y en la zona occidental al oriente de la zona de bajo rango.

En las rocas domina el anfíbol cálcico, acompaña plagioclasa ácida (An 10-20), cuarzo y epidoto. El granate es tanto rosado como incoloro. De esta última variedad fue

estudiado uno mediante rayos X, resultando rico en molécula de espesartina. En algunos casos el granate aparece recrystalizado estáticamente sobre una matriz foliada fuertemente deformada. Estas rocas también presentan opacos de tipo magnetita que, en un caso se encuentran rodeados por coronas de titanita. El anfíbol asociado es hornblenda verde y son generalmente pobres en félsicos. Se reconocieron venas de cuarzo y epidoto cortando la foliación de esta roca.

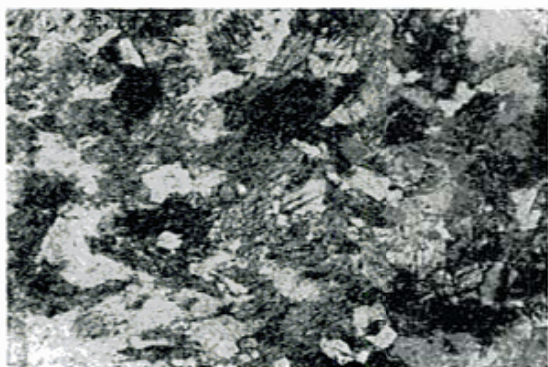
3. *Anfibolitas hornblendíferas diopsídicas*: Fueron reconocidas variedades diopsídicas de anfibolitas en dos localidades: en el cuerpo metabásico de Difunta Correa y 12 km aguas arriba de la quebrada del Chorro. Se trata de rocas grises verdosas de grano medio y de textura, una maciza (Difunta Correa) y la otra nematoblástica. Mineralógicamente son similares, el diópsido incoloro $\gamma_c = 42^\circ$ granular y algo fracturado, está subordinado a un anfíbol verde y plagioclasa andesínica. Acompaña epidoto y escaso cuarzo; en las rocas de la quebrada del Chorro acompaña escasa biotita castaña rojiza y calcita intergranular; en forma accesoría titanita y opacos (fot. 11).

TABLA VI. — *Paragénesis y texturas de anfibolitas hornblendíferas* °

Ho + Plg + Bio + Qz	Maciza
Ho + Plg + Bio + Epi + Qz (Ti + Opc)	Maciza
Ho + Plg + Bio + Epi + Qz	Nematobl y Lepidobl
Ho + Plg (An40) + Epi + Bio	Maciza
Ho + Plg + Bio + Epi + Qz + (Cal + Opc)	Nematobl
Ho + Plg + Bio + Epi + Qz + (Ti)	Lentibl
Ho + Plg + Bio + Epi + (Opc)	Maciza
Ho + Plg + Bio + Epi + Qz	Lepidobl
Ho + Plg (Olig) + Bio + Qz + Epi	Maciza
Ho + Gr + Qz + (Bio + Epi + Ti)	Maciza
Ho + Plg + Gr + Epi + (Cl + Qz)	Maciza
Ho + Plg + Gr + (Opc + Ti)	Maciza
Ho + Plg + Gr + (Epi + Ti)	Porfirobl
Ho + Plg + Gr + Qz + Epi	Nematobl
Ho + Diop + Plg (Andes) + Epi + (Ti + Opc)	Maciza
Ho + Diop + Plg (An30) + Qz + Epi + (Bio + Ti)	Nematobl
Ho + Plg + Epi + (Ti + Musc)	Nematobl
Ho + Plg (An50) + Epi + Ti	Nematobl
Ho + Plg + (An40) + Epi + (Bio + Ti + Opc)	Maciza
Ho + Plg (An35) + Qz	Porfirobl
Ho + Plg + Epi + (Ti + Opc + Qz)	Porfirobl
Ho + Plg + Epi	Porfirobl
Ho + Plg + Epi + Qz	Catacl
Ho + Plg (An8) + Epi + Qz + (Cl + Musc)	Lepidobl
Ho + Plg + Qz + Epi + (Ti)	Nematobl
Ho + Plg (An20) + Epi + Qz	Nematobl
Ho + Plg (An20) + Epi + Qz	Maciza

El tenor de anortita en plagioclasa varía entre An8 y An50.

*Referencias al pie de tabla I.



Fotomicrografía 11. — Anfibolita hornblendífera diopsídica. 12 km aguas arriba quebrada del Chorro. Sin analizador, x20.

4. *Anfibolitas hornblendíferas epidóticas*: Estas variedades se reconocieron en las quebradas de Morales, del Chorro, de la Aguada y las Peñas y en la región al oeste de Nikizanga. Se trata de rocas macizas, foliadas o bandeadas y/o esquistosas. De colores grises o verdosos a casi negros, presentan texturas muy variables entre las decusadas, nematoblásticas, granoblásticas y porfiroblásticas. A veces se superponen texturas cataclásticas (Fot. 12). El mineral dominante es la hornblenda verde o castaña verdosa, a veces azulada. Acompañan cantidades variables (alrededor del 30 % de plagioclasa An10-50, en individuos xenoblásticos que a veces incluyen anfíbol y epidoto zoisítico y/o pistacítico. El cuarzo generalmente está presente en menor cantidad y se observó clorita, algo de muscovita en una muestra. Accesorios comunes: titanita y opacos.

Los gneises: El grupo de rocas gneisicas estudiado corresponde fundamentalmente a la zona de los Esquistos del Centro. Se



Fotomicrografía 12. — Anfibolita hornblendífera epidótica, con textura porfiroclástica. Quebrada del Chorro. Sin analizador, x20.

encuentran formando importantes extensiones de afloramientos en los que comparten importancia con los esquistos granatíferos y en menor proporción asociados a anfíbolitas, otros esquistos y rocas carbonáticas. Cabe señalar que estas rocas están asociadas a las rocas migmatíticas y granitoides (granito Río Negro) por lo que algunas de ellas presentan una débil granitización revelada por la aparición de microclino peritítico (reaccionando con la plagioclasa para dar mirmequitas) albita intersticial muscovita y cuarzo de vena.

Se trata de rocas de colores generalmente oscuros, castaño-grisáceas, verdosas o rosadas, de grano medio, foliadas (bandeadas) y poco esquistosas. Es común que presenten fenocristales de granate y/o feldespatos, especialmente en la zona cercana a las rocas más granitizadas.

Texturalmente son granoblásticas a porfiroblásticas, especialmente si se trata de variedades con granate, estauroлита y/o cianita.

Composicionalmente es posible distinguir los siguientes tipos:

— *Gneises biotíticos* (eventualmente con hornblenda): Estas rocas, de composición tonalíticas hasta granodiorítica, tienen una plagioclasa que varía entre An20-28 acompañada por biotita castaña, hornblenda verde (en un caso en la quebrada del Chorro fuertemente pleocroica, de afinidades alcalinas con colores verde claro-amarillento-verde azulado) asociado a algo de epidoto (se determinó la presencia de núcleos ortíticos con bordes pistacíticos) y escaso microclino. Unos 12 km al nor-noreste de la localidad de Difunta Correa aparecen gneises bien foliados caracterizados por la alternancia de capas lenticulares de félsicos y de biotita-hornblenda. La plagioclasa (An28) es el mineral dominante (alrededor de 55 %) con formas xenoblásticas, algo deformada y zonada (metalvulcanita?). La asociación biotita castaña-hornblenda verde sigue en abundancia constituyendo agregados alargados en dirección de la foliación. Acompañan epidoto amarillo pálido, titanita y opacos. En la roca se observa escaso microclino intersticial y en venas asociado a cuarzo e incipiente cataclasis. Unos 10 km aguas arriba de la quebrada Ancha de la Puntilla se observaron gneises con biotita de texturas grano a lepidoblástica, con lineación de anfíbol cálcico. La foliación está microplegada en

estilo similar con engrosamiento de crestas con acumulación de opacos y calcita; en ellas aparece una segunda esquistosidad según el plano axial del microplegamiento.

Unos 12 km arriba de la quebrada del Chorro se observaron gneises leucocráticos granodioríticos con escasa biotita y hornblenda. En ellos el escaso microclino reemplaza parcialmente a la oligoclasa, las mirmequitas presentes y la venación le otorgan afinidades migmatíticas, también evidenciadas en el campo, por las cercanías a cuerpos de granitoides migmáticos.

—*Gneises granatíferos* (eventualmente con hornblenda o biotita): Son rocas foliadas de texturas porfiroblásticas y matrices de grano a lepidoblásticas, localizadas unos 10 a 12 km al nor-noreste de la boca de la quebrada Ancha de la Puntilla. Son de composición tonalítica con una plagioclasa de tipo oligoclasa acompañada por cuarzo xenoblástico, granates rosados estáticos rodeados por biotita castaño rojiza y clorita. Una variedad presenta hornblenda verde claro asociada a granate en porfiroblastos de hasta 1 cm de tamaño y menores a 0,1 mm en la matriz. En esta misma localidad una variedad presenta plagioclasa zonada (metavulcanita?).

—*Gneises diopsídicos*: Estas rocas se encontraron intercaladas entre gneises tonalíticos y migmatitas en la región centro-oriental de la sierra, en las inmediaciones del cuerpo granítico de la quebrada del río Negro. Se trata de rocas gris verdosas, foliadas en bandas de 3 a 5 mm, claras, ricas en félsicos, alternando con otras en las que predominan la hornblenda verde y la biotita castaña y unas terceras en que



Fotomicrografía 13. — Gneis diopsídico de la quebrada del río Negro. Con analizador x20.

el diópsido verde pálido levemente pleocroico es el mineral dominante. En las folias claras predomina la plagioclasa andesínica (An 40-50) de formas xenoblásticas, maclas acuñadas, algo deformada y cuarzo xenoblásticos de extinción ondulante. En los sectores ricos en diópsido este se encuentra como prismas granulares subidioblásticos con marcada deformación que se nota especialmente en los cristales maclados polisintéticamente. Acompaña escasa calcita intersticial, titanita y opacos (fot. 13).

—*Gneises estaurolítico-cianíticos*: Aguas arriba de la quebrada del Chorro aparece una secuencia de gneises biotíticos y granatíferos entre los que se encuentran intercaladas estas variedades con estaurolita y cianita. Las rocas, que presentan colores grisáceos a castaños, están débilmente foliadas. Al microscopio presentan textura porfiroblástica dada por cristales mayores (de hasta varios milímetros) de granate, estaurolita y cianita. La matriz es tanto lepidoblástica, donde predominan la biotita y la muscovita, como granoblástica donde lo son la plagioclasa (An30) y el cuarzo, ambos xenoblásticos. Tanto la estaurolita

TABLA VII. — *Paragénesis y texturas de los gneises*

(2) Qz + Plg (Olig) + Bio + Ho + (Ti)	Porfirobl y Lepidobl
Qz + Plg (Olig) + Bio + Epi	Granobl
(2) Qz + Plg (Olig) + Bio + Ho + Epi + (Microcl)	Granobl
Qz + Plg (Olig) + Gr + Bio + Ho + (Epi)	Porfirobl y Granobl
Qz + Plg (Olig) + Gr + Bio + (Cl)	Porfirobl y Granobl
Qz + Plg (Andes) + Diop + Ho + Bio + (Ti + Cal)	Granobl
Qz + Plg (Andes) + St + Ky + Gr + (Bio + Musc)	Porfirobl

El tenor de anortita en la plagioclasa varía entre 20 y 40 %.

*Referencias al pie de tabla I.

como la cianita aparecen fracturadas y deformadas.

Granitoides y Migmatitas: En este tema se tratarán las rocas de composición y textura granítica, considerando tanto los cuerpos de rocas homogéneos de afinidad magmática como las rocas migmatíticas originadas por la granitización parcial de las metamorfitas.

Las rocas graníticas más homogéneas encontradas en la región corresponden a los cuerpos graníticos del Agua de los Burros, el de Difunta Correa (4 km al nor-noreste de esa localidad), el del río Negro y el de la quebrada Ancha de la Puntilla.

Las migmatitas están más distribuidas, principalmente asociadas con rocas gnésicas y esquistos, en la zona central (Esquistos del Centro) y en la sudoccidental. Los afloramientos son muy saltuarios; en el mapa geológico presentado se han delimitado zonas de mayor frecuencia. Aguas arriba de la quebrada del río Negro se tipificó la asociación de granitos-migmatitas de la zona central de la sierra.

Granitoides homogéneos

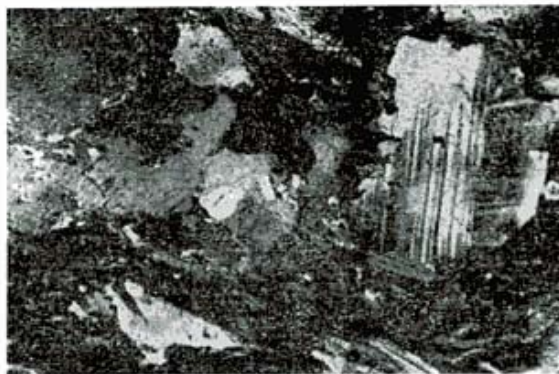
—**Granito Camino Viejo:** Unos 4 km al nor-noreste de la localidad de Difunta Correa, en las inmediaciones del camino viejo que une Vallecito con el Puesto Nikizanga, aparecen pequeños asomos graníticos con débil esquistosidad, orientada $N40^{\circ}/60^{\circ}E$. Estos cuerpos, de forma aparentemente tabular y de pocos metros de espesor, son concordantes con gneises porfiroblásticos oscuros con biotita y hornblenda con una foliación y esquistosidad de igual dirección.

Estas rocas al microscopio presentan una franca textura porfiroide dada por la presencia de fenocristales de microclino de hasta 0,8 cm de tamaño. La matriz, granuda fina, se encuentra ligeramente foliada. Esta orientación está marcada por la disposición subparalela de láminas de biotita castaña, muscovita y también de los agregados granulares leucocráticos. La matriz es un mosaico de cuarzo, plagioclasa y microclino localmente enriquecidos con muscovita y epidoto. Se destacan texturas mirmequíticas y finos morteros de cuarzo xenoblástico originados posiblemente por cataclasis. Se clasificó como un granito calco-alcálido epidótico.

—**Granito Agua de los Burros:** Inmediatamente al oeste de la aguada conocida como Agua de los Burros, cerca del contacto con sedimentitas terciarias y unos 2 km al norte del paraje de las Chilcas, aparece un afloramiento más o menos circular de unos 300 m de diámetro de un granito gris claro micáceo algo esquistoso ($340/70E$). Estas rocas se encuentran asociadas a gneises oscuros foliados con oligoclasa, hornblenda, biotita y epidoto (microclino y cuarzo) que presentan pliegues ptigmáticos en venas rosadas. Estos gneises, hacia el sur parecen estar incluidos como tabiques en el cuerpo granítico. La foliación de la roca de caja corresponde exactamente en el rumbo a la del granito, pero es de menor inclinación.

Al microscopio se clasificó como un granito calco-alcálido granatífero-epidótico. Posee textura granuda alotriomórfica de un tamaño de grano de alrededor de 1-2 mm. El microclino (aproximadamente un 45 %) es el mineral dominante, le sigue el cuarzo (40 %). El primero es fresco y anedral, muestra abundantes inclusiones de cuarzo y muscovita; el segundo tiene formas xenoblásticas y extinción normal. Acompañan a los félsicos un 10 % de plagioclasa ácida (An₂₀), un 5 % de muscovita en láminas pequeñas y muy escaso granate rosado pálido, biotita castaña y epidoto (fot. 14).

—**Granitoide de la quebrada Ancha de la Puntilla:** Unos 15 km aguas arriba de la quebrada Ancha de la Puntilla afloran, intercalados en gneises y migmatitas embrechíticas, rocas graníticas porfiroides rosadas concordantes según una orientación $N40/30NE$ de las metamorfitas que la contienen.



Fotomicrografía 14. — Granito calco-alcálido granatífero-epidótico de Agua de los Burros. Con analizador, x20.

Estas rocas consideradas petrográficamente como granitos embrechíticos subalcalinos, presentan una textura porfiroblástica dada por microclino peritítico en individuos xenoblásticos de 0,5 cm de tamaño medio. La matriz granoblástica (de alrededor de 1 mm) muestra cuarzo xenoblástico de extinción ondulosa, plagioclasa (oligoclasa ácida) y microclino. Los mafitos son hornblenda verde fuertemente pleocroica (γ = verde muy oscuro, β = verde azulado fuerte, α = verde amarillento pálido) de tipo ferrohastingsita asociada a escasa biotita castaña y muy escaso epidoto con núcleo ortítico castaño y bordes incoloros.

Granitoide Río Negro: En la región centro-occidental del sector de basamento estudiado, instruido concordantemente en migmatitas, gneises y esquistos que presentan una foliación y esquistosidad variable entre N30° y N350°, aparecen granitoides tonalíticos, grises, biotíticos y porfiroides asociados íntimamente con embrechitas tonalíticas y granodioríticas de un desarrollo conjunto de unos 2.000 m de espesor. El cuerpo granitoide, considerado de forma tabular, más que un cuerpo único, es un conjunto de varios "tabiques" de granitoide porfiroblástico en transición a migmatitas. Las rocas más homogéneas conservan una débil orientación meridional dada por biotita.

Las rocas tonalíticas presentan xenolitos, algunos de bordes netos y otros difusos, de anfibolitas y esquistos biotíticos; encontrándose cruzados (al igual que las migmatitas y gneises de la caja) por numerosas venas de aplitas y pegmatitas cuarzo-feldespáticas (algunas de ellas granatíferas) y venas de cuarzo. Una vena de cuarzo, inyectada difusamente en esquistos micáceos, se encontró levemente mineralizada con piritita. La venación se encuentra principalmente orientada según los sistemas meridionales pero un sistema este-oeste también está presente. En los sistemas meridionales se puede distinguir a su vez dos tipos, uno está intensamente deformado y el otro no.

Dentro del granitoide se pueden reconocer variaciones porfiroblásticas (con fenocristales de feldespatos de hasta 10 cm de tamaño) de colores grisáceos y otros más granudos y tonos rosados.

En las rocas de caja (gneises y migmatitas) no se observan fenómenos de contacto pero hacia el sur, a unos 4 km de los

granitos, aparecen esquistos anfibólicos con una hornblenda verde estáticamente crecida en haces sobre la esquistosidad.

Al microscopio los Granitoides Río Negro presentan una textura que varía entre porfiroide y granuda a la que se le sobrepone una incipiente textura cataclástica dada por bordes crenulados de minerales y morteros intersticiales; localmente la intensidad de la cataclasis aumenta observándose una débil foliación por flujo. En ellos son también frecuentes las mirmequitas.

Composicionalmente son tonalitas biotíticas en las que predominan los félsicos (65%), entre ellos domina la plagioclasa andesínica. El cuarzo, de menor tamaño, xenoblástico e intersticial, se encuentra en el orden del 15%. El escaso microclino intersticial presenta inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo, en tanto que la plagioclasa se encuentra débilmente zonada (An30-40) y en casos, es casi euedrica. Acompañan, generalmente de menor tamaño que los feldespatos, biotita castaña verdosa, muy escasa hornblenda verde y epidoto amarillo pistacítico (fot. 15).

Las embrechitas asociadas a estas rocas tonalíticas son rocas foliadas con textura porfiroblástica dada por cristales mayores de plagioclasa intermedia y microclino peritítico de hasta 1-2 cm de tamaño; algunos de ellos presentan inclusiones de biotita y cuarzo. Los bordes de los félsicos están algo fracturados y su extinción ondulante demuestra efectos cataclásticos sobre estas rocas. La matriz paleosomática está constituida por un gneis foliado biotítico. En la misma se alternan capas tonalíticas con otras ricas en biotita verde y epidoto incoloro. Entre los feldespatos existen reacciones



Fotomicrografía 15. — Granitoide (tonalita biotítica) de la quebrada del río Negro. Con analizador, x20.



Fotomicrografía 16. — Embrechita granodiorítica asociada al granitoide del área de la quebrada río Negro. Con analizador, x20.

mirmequíticas y la matriz foliada también evidencia signos de cataclasis (fot. 16).

Migmatitas: Las rocas migmatíticas predominan francamente en la zona de los Esquistos del Centro, asociadas a gneises, esquistos, anfibolitas y granitoides. Se las ha localizado aguas arriba de la quebrada del Chorro, de la Puntilla, de Flores, del río Negro y en el cerro Barboza. Es de destacar que las variedades embrechíticas dominan sobre las epibolíticas y diadisíticas, siendo estas últimas algo más comunes en el sector centro-oriental.

Cabe señalar que presentan invariablemente una franca textura cataclástica sobreimpuesta a la metamórfica, situación que permitiría clasificarlas como cataclasitas de rocas graníticas tanto como migmatitas.

En la quebrada del Chorro, unos 12 km aguas arriba aparecen varias de estas rocas que varían composicionalmente entre graníticas y tonalíticas (de cuatro muestras estudiadas tres son de la primera composición). Las texturas varían entre porfiroblásticas a porfiroblásticas de matrices foliadas gneisicas a miloníticas. Las variedades tonalíticas presentan porfiroblastesis de andesina, cuarzo y granate rosado acompañados por biotita castaña y muscovita; en la matriz lentiblastica domina el cuarzo deformado, xenoblástico y de bordes crenulados.

Las variedades graníticas presentan microclino y plagioclasa ácida (en un caso albitica) subordinada o en proporción semejante. El neosoma (venoso o en lentes, de grano más grueso) está compuesto por feldespato peritítico (microclino), cuarzo y plagioclasa ácida con mirmequitas que, en casos, la molienda intensa convierte en morteros félsicos. En el paleosoma gneisico

tonalítico es posible reconocer también biotita verde, granate, epidoto y titanita.

En la quebrada Ancha de la Puntilla, 10 km aguas arriba, se encontraron embrechitas granodioríticas asociadas a granitoides; son de textura porfiroblástica y matriz de lepidoto a granoblástica fuertemente plegada. Los porfiroblastos son de oligoclasa, reemplazada parcialmente por microclino y de microclino peritítico. La matriz es rica en biotita castaño rojiza asociada a granate rosado, abundante epidoto amarillo pálido y muscovita.

En el cerro Barboza también fueron reconocidas variedades embrechíticas fuertemente cataclastizadas. Estas rocas, que aparecen en bancos de 10 a 15 m de espesor asociadas a anfibolitas y esquistos, son rosadas, con marcada porfiroblastesis y algo esquistosas (325°/60E). Al microscopio muestran texturas granoclásticas gruesas a porfiroclásticas y composición variable entre tonalítica y granítica. Las matrices, cuarzo-feldespáticas, muestran también epidoto, biotita y muscovita, que parecen haber recrystalizado posteriormente a la cataclasis pues no se encuentran deformadas.

En síntesis, las rocas anteriormente descritas reúnen las características generales de las rocas migmatíticas de la región: son usualmente embrechitas cataclásticas de composición tonalítica a granítica (predominan las variedades con microclino) en las que el neosoma está compuesto por cuarzo, microclino y/o albita-oligoclasa ácida y el paleosoma por granate, epidoto, biotita y hornblenda. Como producto final postectónico parecen ser comunes la biotita, la muscovita y el epidoto.

Rocas metasomáticas y venas de inyección: Dentro de este grupo se reconocen variedades de rocas vinculadas al metasomatismo y a la venación hidrotermal presentes muy localmente en la región estudiada. Estas rocas, en algunos casos, están ligadas a planos de corte ("shear zones") de importancia regional, donde fluidos calcoalcalinos provocaron la epidotización, muscovitización y hasta la biotitización de las rocas de las zonas falladas. En otros casos se determinó metasomatismo cálcico en rocas de grano grueso y aspecto pegmatóideo (2 km al este de la quebrada de Morales y cerca de la boca de la quebrada de Bustos) compuestas por epidoto, calcita y cuarzo, localmente asociado a muscovita y plagio-

clasa, semejante al descrito por Llano y Escalante (1979) en la quebrada del Gato. También de este tipo se consideraron algunas rocas compuestas únicamente por plagioclasa albitica y epidoto como asimismo otras en las que intervienen calcita, sílice microcristalina y muy fino epidoto.

Las venas de inyección son principalmente de cuarzo (con escasos tenores de óxidos de hierro y manganeso) y de escasa importancia, excepto en la región sur de la sierra donde, pocos kilómetros aguas arriba de la quebrada de la Aguada, aparecen gruesas venas lenticulares, muy irregulares y de hasta 3 m de espesor, de cuarzo lechoso casi concordantes con la foliación de los esquistos carbonáticos y mármoles azules que las contienen.

Los diferenciados aplopegmatíticos son escasos y no se encontraron mineralizados. Los pegmatoides metamórficos son delgados, se encuentran replegados concordantemente y a veces son portadores de granate. Otros sistemas, vinculados a inyección de magmas hiperfluidos silíceos, son discordantes, como en el caso del área centro-oriental de la región, pero también sólo presentan megascópicamente cuarzo y feldespatos y no sobrepasan los 0,5 m de potencia.

Además se observaron escasas venas graníticas asociadas a guías de cuarzo lechoso. En la quebrada de las Liebres, cerca de su entrada e intruidos en esquistos biotíticos oscuros, se encontraron venas menores graníticas calcoalcalinas que, al microscopio, presentan una textura porfiroidea con fenocristales de hasta 1 cm de tamaño rodeados por una base más fina (2 mm) granuda hipidiomórfica. Los fenocristales, algo deformados, son de microclino peritítico venoso con reemplazos de muscovita y epidoto. La matriz se encuentra algo foliada por flujo cataclástico y es rica en epidoto granular, cuarzo (aproximadamente 60%), microclino, albita, granate y muscovita, además se observaron en ellas finas venillas de cuarzo.

Los episodios metamórficos y sus tipos

En la consideración de las facies metamórficas alcanzadas durante la evolución de la región estudiada debe tenerse en cuenta que la historia metamórfica no se ha completado en un solo evento tecto-

térmico. De las descripciones petrográficas se desprende que más de un episodio térmico afectó a las rocas de la sierra. No obstante que la mayoría de ellas se encuentran homogeneizadas tanto textural como mineralógicamente en el ciclo metamórfico más importante, muchas rocas estudiadas muestran fábricas y minerales relictuales que prueban su historia polifásica.

Tomando en cuenta el conjunto de rocas y analizando en primer término la evolución de su microfábrica y secuencia mineral, es posible resumir los siguientes acontecimientos a los que ha estado sujeta la región:

1. Un primer episodio metamórfico regional de grado bajo a medio (esquistos verdes, hasta grado granate) de tipo estático. La distribución y grado de este primer evento M1 es muy difícil de reconstruir ya que sólo se cuenta con escasas muestras que lo tipifiquen. Las pautas texturales y mineralógicas que caracterizan a M1 corresponden a granates (G1) que conservan trenes de inclusiones paralelos no deformados (S1), a micas crecidas en planos S1 anteriores y discordantes con la segunda esquistosidad y foliación S2 más penetrativa y a un primer crecimiento de micas, epidoto, plagioclasa y cuarzo que se conservan incluidos en minerales, como por ejemplo en los granates G2, marcando matrices foliadas S1 deformadas sincinemáticamente durante el segundo evento metamórfico.
2. Un segundo episodio metamórfico M2 regional dinamotérmico de grado variable entre esquistos verdes y anfibolitas almandínicas, de tipo barroviano, sigue al anteriormente descrito. Este episodio, que llega a recomponer casi totalmente la fábrica y mineralogía producidas por M1, alcanza su mayor grado en el sector central de la sierra, con grado cianita y granitización sincinemática. Prueba del efecto simultáneo dinámico y térmico se encuentra en la presencia de granates (G2) crecidos dinámicamente con inclusiones de la foliación S1 plegada en su interior y con continuidad perfecta hacia la nueva foliación S2 externa al granate helicítico. En este evento se reconocen dos grandes zonas de distinto rango y litología ligadas a distintos ambientes de

sedimentación y a distintos ambientes corticales. La zona de menor grado se integra con las rocas denominadas Metamorfitas Cauçete, características de la zona periférica, y la de mayor rango al área central caracterizada por los Esquistos del Centro.

3. Simultáneamente hasta con posterioridad al episodio M2 de metamorfismo regional se producen intensas fajas de milonitización y corte ("shear zones") locales y previas a un episodio metamórfico M3. Este evento está caracterizado por rocas en fajas orientadas nor-noroeste en las que se ha encontrado una foliación milonítica, con morteros y minerales alargados y aplastados en los cuales se superponen en algunos casos granates, en otros micas y en otros micas crecidas sobre la matriz deformada y de una blastesis posterior (M3). Cabe puntualizar que este episodio dinámico desordena parcialmente la secuencia normal desarrollada durante M2 produciendo imbricaciones e inversiones tectónicas por corrimiento y plegamiento, además de la cataclasis de buena parte de las rocas M2 y otros efectos metamórficos locales como la parcial recristalización de las mismas zonas de corte debido a la profundidad del fenómeno.
4. Luego del episodio dinámico antes descrito (D1) ocurre el desarrollo de un nuevo efecto metamórfico regional (se asigna con dudas al metamorfismo regional debido a que la blastesis de los minerales y texturas correspondientes al mismo han sido determinadas en pocas rocas; además, sus características de tipo metamorfismo estático podrían estar vinculadas a una elevación total de temperatura quizás ligadas a los cuerpos graníticos menores aflorantes en la región, a mayores aldaños, como los de la sierra de Valle Fértil, o a otros mayores y más profundos que no afloran). Este episodio, que genera una nueva superficie de esquistosidad en las rocas S3, de menor magnitud que S2, se encuentra caracterizado por una recristalización parcial de filosilicatos, que en casos envuelve a granates anteriores, provoca la recristalización de un nuevo granate G3 que se nuclea sobre granates anteriores estáticamente, sobre matrices de flujo milonítico producidas

durante el efecto dinámico anteriormente descrito o independientemente con micas, cuarzo y feldespatos donde se homogeneizó el sistema, generalmente en individuos pequeños, casi idioblásticos y libres de inclusiones. En las rocas básicas y en esquistos anfibólicos también se observó la recristalización estática de anfíbol sobre una fábrica anterior milonítica que, a su vez, provenía de la cataclasis de metamorfitas afectadas por M2. Este evento se relaciona con una etapa de deformación que repliega las estructuras planares producidas durante M2 (S2) y su foliación milonítica, provocando el desarrollo de una nueva esquistosidad de plano axial (más pobre que S2), un clivaje de corte con leve recristalización de micas en sus planos o sólo un clivaje de fractura en las rocas más competentes, dependientes del tipo de roca y el nivel cortical en que se encontraban en ese momento.

5. Desde simultáneamente hasta como una fase final al episodio M3 se produce nuevamente una fuerte milonitización local a lo largo de fajas de corte con planos de bajo ángulo que también afectan casi regionalmente a las metamorfitas con distintos grados de cataclasis. Este fenómeno, que produce una nueva foliación milonítica en las fajas de corte que corren generalmente meridionalmente, se considera de mayor intensidad en el borde occidental de la región, debido a que el apilamiento tectónico por imbricación y plegamiento se realizó desde el este hacia el oeste, levantando en la zona central niveles corticales más profundos que, por ese efecto tectónico, quedaron situados en niveles corticales superiores a los originales.
6. Vinculado al evento anteriormente señalado se desarrolla localmente un metamorfismo retrógrado de grado esquistos verde bajo (grado clorita) revelado por la presencia, en pocas rocas, de granates cloritizados y en oportunidades recristalización local de micas (clorita y muscovita) y epidoto.

Las facies metamórficas

El análisis facial de las metamorfitas estudiadas se complica al considerar la com-

pleja historia evolutiva tecto-térmica antes señalada. Asimismo, la complejidad estructural (donde además del intenso plegamiento participa la imbricación de escamas tectónicas de distinto grado metamórfico) hace necesario caracterizar las facies y zonas metamórficas en sentido y forma amplia, admitiendo que en ellas se encuentran eventualmente participando rocas de rango distinto al que predomina regionalmente.

Considerando estos argumentos y puntualizando que los episodios iniciales y finales metamórficos de la región son sólo relictos de fábrica y mineralogía de poco valor para reconstruir la distribución regional de ellos, la caracterización facial se efectuará tomando en cuenta el ciclo metamórfico principal (M2 y M3), utilizando especialmente el primero ya que se interpreta como el que produjo la mayor homogeneización tecto-térmica de las rocas de la región.

Como se ha indicado anteriormente, en el basamento estudiado se han distinguido dos unidades mayores metamórficas de distinto grado y asociación litológica: Metamorfitas Cauçete y Esquistos del Centro. Cada una de ellas corresponde con una zona metamórfica distinta, la primera de ellas a una zona epicortical caracterizada por una asociación sedimentaria calizas-areniscas cuarzosas-pelitas con intercalaciones de lavas o filones básicos (y ultrabásicos?) correspondientes a un ambiente marino poco profundo, en tanto que la zona de los Esquistos del Centro se interpreta, de acuerdo con las metamorfitas estudiadas, como perteneciente inicialmente a un ambiente marino más profundo donde los sedimentos predominantes fueron las grauvacas y las pelitas con escasas intercalaciones de arenitas cuarzosas, calizas y vulcanitas. Estas circunstancias ambientales se entiende fueron el control inicial de las dos zonas metamórficas ya que la primera presenta en general un menor grado metamórfico que la segunda debido a que, o permaneció en niveles corticales superiores o bien estuvo sujeta a igual presión pero a menor temperatura que la segunda, más profunda (fig. 2).

La zona de las Metamorfitas Cauçete: Se puede caracterizar como perteneciente a la facies de Esquistos Verdes con un pico térmico restringido que no superó el grado granate. En ella es posible distinguir

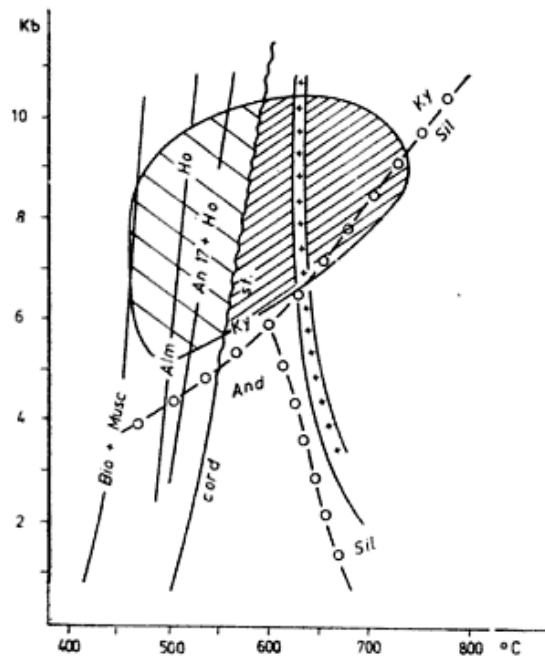


Fig. 2. — Representación de los campos de estabilidad de las zonas Metamorfitas Cauçete (rayado oblicuo abierto) y Esquistos del Centro (rayado oblicuo denso). Las curvas según Winkler (1976). La aparición de estaurolita (curva crenulada) marca el límite entre las zonas. La faja con cruces indica el mínimo anatético y el pasaje de medio a alto rango. Referencias: Bio: biotita; Musc: muscovita; And: andalusita; Alm: almandino; Ho: hornblenda; An: anortita; Ky: cianita; Cord: cordierita; Si: sillimanita.

variaciones de grado que van desde el bajo rango, grado clorita, caracterizado en las metapelitas por la asociación clorita, zoisita, tremolita, albita, el grado medio de esquistos verdes caracterizado por biotita, plagioclase An7-An15, muscovita, clorita y epidoto, y el grado granate donde el mismo (espartínico o almandínico) es acompañado por plagioclase (An8-An15), biotita, muscovita, epidoto y hornblenda.

Cabe señalar que las rocas de más bajo rango, que todavía conservan textura sedimentaria, constituyen pequeños asomos de escala no mapeable dentro de esta zona (descriptas como blastopsamitas en la petrografía) se incluyen en los grados bajos por no pasar el grado biotita. Por otra parte, en la región sur y oriental de afloramientos de las Metamorfitas Cauçete (área de Difunta Correa, Loma La Chilca, Filo del Grafito y de Nikizanga) predominan las rocas con granate; a estas rocas correspondería ubicarlas como correspondientes a un grado medio de metamorfismo,

debido a la presencia de granate almandínico y tenores de anortita en las plagioclasas algo superiores al 15 % (límite establecido en este trabajo para los esquistos micáceos de menor grado). Estas rocas estarían entonces relacionadas con un episodio principal del más alto grado de Esquistos Verdes (subfacie almandino), también denominado Grado Medio por Winkler (1976) ya en transición a las facies de anfibolitas almandínicas. Para la transición entre las rocas de bajo a medio rango se debería considerar el pasaje entre los esquistos con albita (An7) y los que presentan tenores cercanos a An15.

En las metapelitas de las Metamorfitas Cauce, la biotita como mineral presente en casi todas las paragénesis de bajo rango estudiado, se considera como el mineral indicador de la entrada en el bajo rango. En algunas rocas la clorita coexiste con biotita, en tanto que en otras la clorita desaparece y aumenta el tenor de anortita hasta un 15 % marcando un grado ligeramente mayor, en transición al grado granate de la parte más alta de los Esquistos Verdes.

En esta zona las paragénesis típicas de las metapelitas corresponden a:

Bajo rango: Qz + Plg (Ab) + Bio + Musc + (Epi + Cl + Microcl)

Medio rango: Qz + Plg (Olig) + Gr + Bio + (Epi + Musc + Microcl + Ho)

En la zona de las Metamorfitas Cauce las rocas anfibolíticas son de dos tipos. Uno está caracterizado por rocas que poseen anfíboles de la serie tremolita-actinolita y plagioclasa ácida (An8-10) acompañados eventualmente por epidoto, biotita y clorita, correspondientes a la zona de baja temperatura de bajo rango. El otro está representado por rocas de tipo hornblendíferas caracterizado por anfíbol cálcico, plagioclasa ácida (An8, Olig), epidoto, biotita y cuarzo, siendo eventualmente granatíferas; estas últimas corresponderían a la zona de bajo rango de alta temperatura según Winkler (*op. cit.*). Es muy posible que el pasaje entre estos tipos desde el grado bajo a bajo-medio de mayor temperatura se realizó mediante la reacción:

$$\text{Tremol-Act} + \text{Clinozo} + \text{Cl} + \text{Qz} = \text{Hornblenda}$$

Esta reacción marcaría una temperatura de entrada de la hornblenda de alrededor

de 500°C (Winkler, *op. cit.*). Es de aclarar que en algunas rocas la hornblenda de las anfibolitas de menor grado coexistiría con una albita de más de 5 % de anortita, mientras que en otras (la mayoría) la plagioclasa es oligoclasa. En las figuras 3a y 3b se muestran diagramas ACF con los campos de estabilidad de estas rocas en la zona de las Metamorfitas Cauce.

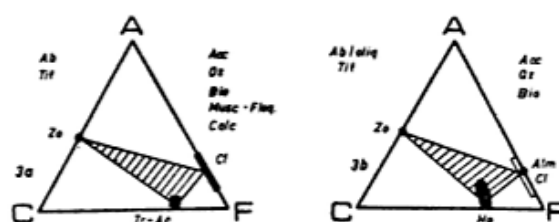
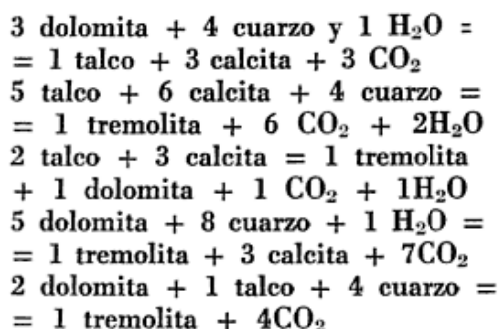


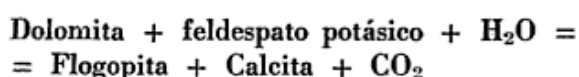
Fig. 3. — Diagramas ACF de metabasitas zona Metamorfitas Cauce. a: bajo grado-baja temperatura, zona de albita, tremolita y clorita. b: bajo grado-alta temperatura, zona de albita/oligoclasa con hornblenda y clorita (Winkler, 1976).

Los esquistos con talco y tremolita de la zona Metamorfitas Cauce: En el área sudoccidental de la región estudiada aparecen escasas y delgadas intercalaciones de esquistos talquíferos y tremolíticos. Fueron reconocidos en las localidades de la mina Gaetano (quebrada Lichona), en la mina Don Enrique de la misma quebrada y en la galería Larga de la boca de la quebrada Ancha de la Puntilla. En todos los casos estas rocas se encontraron relacionadas con esquistos carbonáticos, esquistos cuarzosos con o sin grafito, mármoles y anfibolitas con tremolita u hornblenda. De las paragénesis estudiadas, incluidas en el capítulo de petrografía como anfibolitas tremolíticas sin plagioclasa, es posible interpretar estos productos metamórficos como provenientes de dos rocas madres diferentes: como derivados del metamorfismo regional de dolomitas silíceas o como derivados del metamorfismo de rocas ultramáficas. La asociación litológica antes descrita, sus relaciones concordantes en delgadas intercalaciones repetidas, parecería indicar que su origen está vinculado a rocas calcáreas silíceas. No obstante, la presencia de rocas serpentínicas inmediatamente al norte (quebrada del Gato) citadas por Llano y Escalante (1979) y otros, también parece sugerir que, al menos parte de las paragénesis talco-tremolita puedan provenir del metamorfismo de rocas ultrabásicas.

En el caso de que las rocas con talco, tremolita y calcita deriven de calizas dolomíticas silíceas, las siguientes reacciones pudieron tener lugar a bajas presiones de CO_2 y entre 400 y 530°C según *Winkler* (*op. cit.*) y alrededor de 590°C y 5 kb de presión según *Puhan y Hoffer* (1973):



Es oportuno agregar que la presencia de flogopita en las rocas calcáreas y esquistos carbonáticos estudiados se podría explicar, considerando altas presiones de CO_2 , mediante la siguiente reacción:



La asociación Tremolita + Calcita + Talco encontrada parecería indicar una temperatura alrededor de 490°C (según el cruce de dos curvas univariantes de equilibrio de las dos primeras reacciones antes citadas, *Winkler, op. cit.*). Esta temperatura, que concuerda para la de la aparición de la hornblenda y la ausencia de diópsido en estas rocas, indicaría que las mismas no superaron los 540°C de temperatura en el caso de que su presión de fluidos no superara los 2 kb, pudiendo llegar hasta superar los 600°C en caso de que su presión llegara a ser alrededor de 5 kb. Nótese que en este último caso las rocas tremolíticas-talcosas deberían ser consideradas como representando un grado medio de metamorfismo, comparable al granate almandino de las metapelitas y al grado hornblenda-oligoclasa de las metabasitas.

Para el caso de que las rocas talquíferas provengan del metamorfismo de lentes ultrabásicas serpentínicas, considerando la descripción de rocas de este tipo existentes en la quebrada del Gato, asociadas a anfibolitas interpretadas geoquímicamente como ortoanfobolitas por *Llano y Escalante* (*op. cit.*), el talco podría provenir de la siguiente reacción:



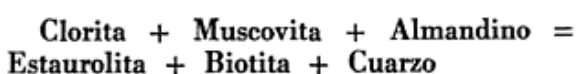
Esta reacción, debido a que es de baja temperatura (300-400°C) y de variable presión de fluidos, no es incompatible con el análisis facial previo efectuado para las rocas de las facies de Esquistos Verdes de las metapelitas y metabasitas de las Metamorfitas Cauçete.

La zona de los Esquistos del Centro: Los contactos entre la zona metamórfica Metamorfitas Cauçete y la de los Esquistos del Centro son de dos tipos: uno, tectónico, es típico de los sectores occidental y oriental, donde se desarrollan fajas de corte y cataclasis con escamación en las zonas de pasaje de uno a otro grado metamórfico. El segundo, localizado en el sector sur, es posible de ser interpretado como una isograda, ya que son visibles los cambios en la composición de las rocas a lo largo de una línea muy irregular que limita las Metamorfitas Cauçete con los Esquistos del Centro. Además, como se señaló anteriormente, en esta región las Metamorfitas Cauçete muestran características morfológicas distintas a las de los esquistos de la zona central.

La zona de los Esquistos del Centro está caracterizada por un metamorfismo regional dinamotérmico de grado medio, de las facies de las anfibolitas almandínicas, acompañado por una incipiente migmatización en las metapelitas y la intrusión de cuerpos granitoides menores.

Fundamentalmente las rocas de esta zona muestran paragénesis típicas de las dos primeras subfacies de anfibolitas almandínicas (grado estauroлита-almandino y cianita-almandino); no obstante, el hallazgo de sillimanita en el sector estudiado (*Llano, comunicación personal*) permitiría suponer que las subfacies de mayor rango metamórfico también están localmente presentes.

La transición entre la zona de bajo a medio rango anteriormente analizada se marcaría con la aparición de estauroлита, interpretándose la aparición de la misma, de acuerdo con los minerales presentes en la zona de menor rango, como producto de la siguiente reacción:



Nótese que, de acuerdo con la paragénesis encontradas, solo pocas rocas de esta zona presentan estauroлита debido a la falta de rocas madres de composición adecuada,

ya que su formación está restringida a rocas de composición muy particular (Winkler, *op. cit.*). Teniendo en cuenta esta circunstancia, se interpreta que la mayoría de las rocas de esta zona, portadoras de granate y cianita en las metapelitas, hornblenda (diópsido) y oligoclasa-andesina en las rocas básicas, además asociadas con incipiente migmatización, corresponden, al menos, a los grados estaurolita y cianita de las anfibolitas almandínicas (Grado Medio de Winkler, *op. cit.*). En la zona la presión no debe haber sido menor a los 5 kb.

Para las metapelitas las siguientes asociaciones mineralógicas tipifican los dos primeros grados de las facies de anfibolitas:

Cuarzo + Plagioclasa + Granate + Estauroлита + Muscovita + (Hornblenda)

Cuarzo + Plagioclasa (An15-An25) + Granate + Biotita + Epidoto + (Hornblenda + Microclino)

Cuarzo + Plagioclasa (Andesina) + Granate + Estauroлита + Cianita + (Biotita + Muscovita)

Es de destacar que las mismas reúnen las características necesarias para incluirlas dentro de las subfacies de Estauroлита-Almandino y Cianita-Almandino-Muscovita (Francis, 1956) de las anfibolitas almandínicas, equivalentes al Grado Medio de Winkler. Debido a la presencia de sillimanita anteriormente mencionada para esta región, se entiende que, localmente deben haberse desarrollado grados más altos con sillimanita-almandino (ortosa? o muscovita). Esta última posibilidad parece verse avalada por la presencia de anfibolitas con diópsido y plagioclasa de un tenor del 50 % de anortita, rocas que parecen superar el rango de las primeras dos subfacies de estauroлита-cianita.

Para las rocas metabásicas las siguientes asociaciones mineralógicas ratifican el grado anteriormente señalado para las metapelitas:

Hornblenda + Plagioclasa (Olig-Andesina) + Granate + (Epidoto + Cuarzo)

Hornblenda + Plagioclasa (Andesina) + Epidoto + (Biotita + Cuarzo)

Hornblenda + Plagioclasa (An20-50) + Biotita + Epidoto

Hornblenda + Plagioclasa (Andesina) + Diópsido + Biotita + Cuarzo

Para estas rocas Turner (1968) indica que en las facies de anfibolitas la plagioclasa de las paragénesis básicas diagnósticas deben ser más cálcicas que An20 (comúnmente An30). Por otra parte Wiseman (1935) encuentra que en grados máximos de la zona del almandino las metabasitas están caracterizadas por la paragénesis hornblenda-andesina (epidoto-granate-biotita). Para Nueva Zelandia, Crawford (1966), encuentra que las anfibolitas propiamente dichas se encuentran por sobre la isógrada de la oligoclasa (que se ubica sobre la del almandino) y se caracterizan por presentar plagioclasa de tipo oligoclasa-andesina o aún más cálcicas. Wenk (1962) encuentra en los Alpes suizos que la plagioclasa de las metabasitas aumenta a valores entre An 18-30 en la zona de la cianita, en tanto que en la de la sillimanita el contenido de anortita alcanza al 80 %.

Es de destacar que la constante presencia de epidoto en las rocas de los Esquistos del Centro también avalaría la presencia regional de las dos primeras subfacies de las anfibolitas almandínicas ya que estos minerales son poco frecuentes en los grados en los que la sillimanita está presente donde se destruye dando lugar a plagioclasas más básicas y otros componentes.

Considerando el arreglo de grados metamórficos propuesto por Winkler (*op. cit.*) las metabasitas de esta zona se caracterizan por presentar paragénesis de grado medio (anfibolitas con andesina-oligoclasa) en las que la hornblenda y plagioclasa son acompañadas por granate, biotita, epidoto y cuarzo (fig. 4a) y de grado medio parte de alta temperatura a grado alto, donde las anfibolitas presentan plagioclasa más cálcica y diópsido, eventualmente acompañados por granate, biotita y más raramente epidoto (fig. 4b).

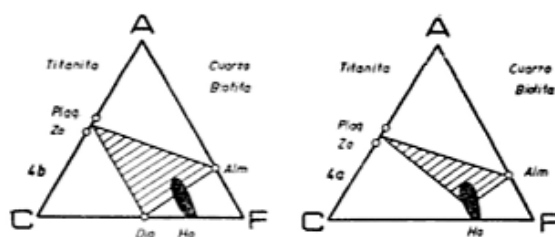


Fig. 4. — Diagramas ACF de metabasitas zona Esquistos del Centro. a: grado medio, anfibolitas con oligoclasa-andesina. b: grado medio-alta temperatura o alto grado, anfibolitas con An 50 y Zo diópsido (Winkler, 1976).

En síntesis, en la zona de los Esquistos del Centro tanto las paragénesis metapelíticas como las metabásicas estudiadas indican que las rocas de esta zona cumplen las condiciones de estabilidad de las facies de anfibolitas almandínicas, siendo sus dos primeras subfacies (grado medio) de distribución regional. Localmente se desarrollan subfacies de mayor grado (parte de alta temperatura del grado medio a alto grado) correspondientes a sillimanita para las metapelitas y andesina (An 50) para las metabasitas.

Conclusiones

— Se integra El Complejo Pie de Palo en el tercio sur de la sierra homónima con tres unidades principales: Metamorfitas Cauce, Esquistos del Centro y Granitoides.

— Se indica la presencia de dos zonas metamórficas. Una de ellas caracterizada por facies de bajo a medio grado y la otra por asociaciones de rocas y minerales de medio a alto grado con local granitización. Ambas zonas, del tipo de presión intermedia, muestran signos de cataclasis.

— La evolución polimetamórfica comienza con un episodio de grado esquistos verdes previo al principal evento tecto-térmico de grado variable entre esquistos verdes y anfibolitas almandínicas acompañado por granitización local. Posteriormente ocurre una recristalización incompleta y dinámica aso-

ciada a milonitización anterior a un metamorfismo local retrógrado.

— Los esquistos con talco y tremolita de la zona de Metamorfitas Cauce reúnen características de campo y petrográficas para ser considerados tanto derivados de rocas sedimentarias del tipo de las dolomías silíceas como productos metamórficos de rocas ultrabásicas.

— Las migmatitas de composiciones tonalíticas a graníticas, mostrando fuertes texturas cataclásticas, se desarrollan tanto en fajas difusas como en los bordes de algunos cuerpos granitoides homogéneos circunscritos.

— Son descriptos cuerpos menores graníticos tardiocinemáticos con epidoto y granate, un granito de tipo subcalcalino con anfíbol y un metasomatismo cálcico local asociado a venas silíceas.

Agradecimientos

Los autores dejan expresado su reconocimiento a las autoridades del Servicio Geológico Nacional por permitir la publicación de este estudio, vinculado a las tareas de relevamiento de la Hoja 21d, Villa Colón, que se realiza por convenio con la Universidad Nacional de La Plata. Se agradece al Dr. J. Llano el aporte a través de discusiones sobre distintos aspectos del tema y al Dr. J. Kilmurray la lectura crítica del original.

Lista de trabajos citados en el texto

- Baldis, B., E. Uliarte y A. Vaca, 1979. *Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXIV, 4, 394-311.
- Borrello, A., 1963. *Memoria de la División Geológica correspondiente al año 1962*. Fac. Cs. Nat. y Museo, UNLP. Inédito. La Plata.
- Caminos, R., 1979. *Sierras Pampeanas noroccidentales*. Acad. Nac. Cs. Córdoba, I, 225-291.
- Crawford, M., 1966. *Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA and South Westland, New Zealand*. Contrib. Min. Petrol., 13, 269-294.
- Dalla Salda, L. y R. Varela, 1982. *La estructura del basamento del tercio sur de la sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan, Argentina*. 5º Congr. Lat. de Geol., Argentina, Actas, I, 451-468.
- Francis, G., 1956. *Facies boundaries in pelites in the middle grades of regional metamorphism*. Geol. Mag., 93, 353-368.
- Groeber, P., 1948. *Geología de la Provincia de San Juan: Datos Geológicos. Aguas minerales de la República Argentina*. Min. Int., Com. Nac. Clim. Ag. Min., IX, 27-42. Buenos Aires.
- INGEIS, 1980. *Memoria anual 1980 del Instituto de Geocronología y Geología Isotrópica*. Buenos Aires.
- Jung, I. y M. Roques, 1952. *Introduction a l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes*. Carte Géologique France, Bull., 235, 1-61.

- Kittl, E., 1951. *Estudios geológicos en la Sierra de Pie de Palo, Prov. de San Juan*. Rev. Fac. Ing. Quím. 20, Santa Fe.
- Llano, J. y A. Escalante, 1979. *Petrografía de las anfibolitas de la quebrada del Gato, Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan, Argentina*. II Congreso Geológico Chileno.
- Llano, J. y J. Grassi, 1982. *Estudio geológico del sector sur de la Quebrada Seca, Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina*. 5º Congr. Lat. de Geol., Argentina, Actas, II, 261-275.
- Llano, J. y N. Rossa, 1982. *Rasgos geológicos de la Quebrada Pozo del Indio, Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina*. 5º Congr. Lat. de Geol., Argentina, Actas, II, 277-291.
- Llano, J., B. Machuca y M. Lanzilota, 1982. *Las rocas cataclásticas del sector sudoccidental de la sierra Pie de Palo, Provincia de San Juan, Argentina*. 5º Congr. Lat. de Geol., Argentina, Actas, II, 293-308.
- Linares, E. y E. Aparicio, 1976. *Edades Potasio-Argón de rocas de las Sierras Pampeanas de San Juan*. Actas VI Congr. Geol. Arg.
- Linares, E., S. Panarelo, S. Valencio y C. García, 1982. *Isótopos del carbono y oxígeno y el origen de las calizas de las Sierras Chica de Zonda y de Pie de Palo, Provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVII (1): 80-90
- Minera TEA, 1967. *Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan*. Departamento de Minería, Prov. de San Juan, inédito.
- Puhan, D. y E. Hoffer, 1973. *Phase relations of talc and tremolite in metamorphic calcite-dolomite sediments in the southern portion of the Damara Belt (South West Africa)*. Contr. Mineral. Petrol., 40, 207-214.
- Schiller, W., 1912. *La alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan*. Anal. Min. Agric., Sec. Geol., Mineral. y Min., VII, 5, Buenos Aires.
- Stieglitz, O., 1914. *Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo*. Bol. 10, Direc. Gen. Min. Geol. e Hidrol., Buenos Aires.
- Turner, F., 1968. *Metamorphic Petrology*. Mc Graw-Hill Company, New York.
- Uliarte, E. y S. Gianni, 1982. *Fenómenos de neotectónica en la provincia de San Juan*. 5º Congr. Lat. de Geol., Argentina, Actas, IV, 265-276.
- Wenk, E., 1962. *Plagioklas als indexmineral in den Zentralalpen*. Schweiz Mineral. Petrog. Mitt 42, 139-152.
- Winkler, H., 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin.
- Wiseman, J., 1935. *The central and southwest Highland epidiorites*. Quart. J. Geol. Soc. London, 90, 354-417.

Recibido: 25 de mayo, 1983.

Aceptado: 14 de diciembre, 1983.

LUIS H. DALLA SALDA

CONICET - INGEIS

Universidad Nacional de La Plata
Paseo del Bosque
1900 La Plata

RICARDO VARELA

CONICET - CIG
Universidad Nacional de La Plata
Paseo del Bosque
1900 La Plata

LA FORMACION CHIMEHUIN: SU CORRESPONDENCIA CON LAS FORMACIONES COLLON-CURA Y RIO NEGRO, EN EL SUR DEL NEUQUEN

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ y JUAN CARLOS RIGGI

Resumen

Los autores cuestionan la validez de la llamada Formación Chimehuín, sobre la base de estudios de campo y gabinete que permitieron establecer su total correspondencia con las Formaciones Collón Cura y Río Negro (sudoeste del Neuquén), unidades éstas reconocidas desde antiguo bajo distintas denominaciones. Asimismo incorporan un análisis litológico detallado con apoyo microscópico de un tramo del perfil correspondiente a la cuesta de La Rinconada, que avala aquella conclusión y se agrega un comentario acerca de la interpretación genética de las mencionadas entidades.

Introducción

Este trabajo es el resultado ocasional de un viaje de estudios que los autores realizaron durante parte del verano de 1982, en el ámbito de la depresión tectónica del suroeste del Neuquén, conocida como Fosa del Collón-Cura (González Díaz y Nullo, 1980). Dicho viaje tenía como objetivo principal examinar diversos perfiles del denominado "Rionegrense" del sector occidental neuquino, actualmente incorporado a la nomenclatura estratigráfica como *Formación Río Negro* (Dessanti, 1972). No se tratará aquí de analizar sus relaciones con el llamado "Río Negro" o "Rionegrense" de la costa atlántica, ni tampoco juzgar la legitimidad de tal denominación; esto será tema de un futuro trabajo, previo a la presentación de un estudio donde se caracterizará a esta unidad, en la región donde Roth (1899) mencionó por primera vez al "arenisco gris", al que posteriormente se lo distinguiera como el "Rionegrense", al oeste de Choele Choel.

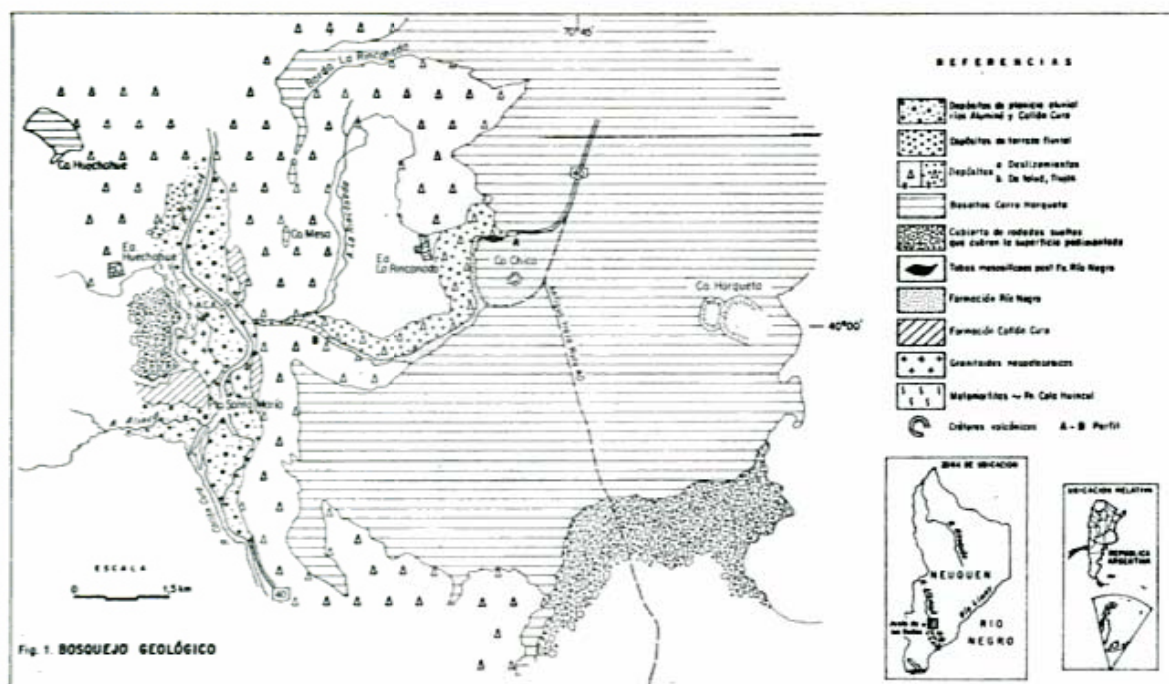
El propósito del presente estudio es considerar la validez de la incorporación de la Formación Chimehuín tal como fuera propuesta por Turner (1973: 39), al *Léxico Estratigráfico*.

Abstract

The authors question the validity of the so-called Chimehuín Formation on the basis of field and laboratory work, which allowed them to establish its total correspondence with the Collón-Cura and Río Negro Formations (SW of Neuquén), units which have been known for a long time under different names. Moreover, they present a detailed lithological study supported by microscopic observations of a cross section corresponding to the cuesta of La Rinconada, which backs that conclusion, as well as a comment on the genetic interpretation of the former entities.

Esta denominación fue aplicada por este autor "a un potente conjunto de sedimentos, tobáceos en su mayoría, junto con lutitas y algunas intercalaciones de coladas de basalto". Esta caracterización generalizada no da idea de la distribución concisa de los tipos litológicos mencionados. De la observación directa de diversos asomos de la Formación Chimehuín, se pudo establecer que sus particularidades litológicas se apartan notablemente de aquella generalización. Además hay evidentes imprecisiones en la descripción e identificación litológica de la formación, hecho que se torna muy significativo al consultar un trabajo posterior del mencionado autor (Turner, 1976: 42). En el mismo diferencia dos "partes" en la unidad, puesto que señala que las "tobas de carácter andesítico... adquieren aspecto macizo, sobre todo la *parte inferior*, ya que la *superior* presentan estratificación bien marcada".

Por otra parte, Turner (1973), no estableció la ubicación del perfil tipo de la Formación Chimehuín, ni su correspondiente análisis litológico; sólo se limitó a la descripción litológica de algunas sedi-



mentitas aisladas, las que son referidas sin ordenamiento estratigráfico.

Entre los diversos afloramientos de este Terciario superior continental de la región recorrida, ha sido posible observar algunos correspondientes a la Formación Chimehuín, ubicados en la Hoja Geológica 37 a-b, Junín de los Andes, particularmente en el ángulo sureste de la misma.

De su estudio, y en especial de la sección que con buen desarrollo se encuentra expuesta en la cuesta de La Rinconada (ruta nacional 40), los autores han realizado observaciones, las cuales complementadas con tareas de gabinete, permiten diferenciar claramente dos unidades formacionales, como fueron consideradas por otros autores en trabajos previos, justificándose la revisión de lo actuado acerca de la Formación Chimehuín. De las dos entidades mencionadas, la superior (Formación Río Negro), integra gran parte de la sección expuesta, mientras que de la infrayacente sólo afloran asomos de espesores inferiores a los dos metros.

La referida diferenciación de las dos unidades está sustentada por las siguientes particularidades: marcadas disimilitudes litológicas, comprobada mapeabilidad, tipos de estructuras sedimentarias, origen de sus componentes clásticos, dispares condiciones

ambientales de acumulación y la existencia de una discordancia erosiva entre ellas. No obstante, si bien podría objetarse dicha categoría y en cambio proponer su identificación como Miembros de la Formación Chimehuín, es de advertir que el Código de Nomenclatura Estratigráfica (1972) recomienda elevar el rango de una entidad "cuando en todas partes se encuentra subdivisible en unidades mapeables". Además, estas dos entidades geológicas se hallan diferenciadas desde antiguo, habiendo soportado numerosas modificaciones nominales, circunstancia que no excluye el planteo aquí realizado. Dichas unidades se corresponden claramente con las actuales Formaciones Collón-Cura (Dessanti, 1972) y Río Negro (Dessanti, 1972) ¹.

Por las razones expuestas, se propone excluir de la nomenclatura estratigráfica la denominación de Formación Chimehuín, propuesta sustentada, además, en antecedentes geológicos y en el estudio del perfil de la cuesta de La Rinconada, que como se verá presenta marcadas semejanzas con

¹ "Toba gris", "Colloncurense", "Colloncurense inferior", "Palaocolitense inferior" como términos sinónimos de Formación Collón-Cura; "Formación arenisca", "Rionegrense", "Colloncurense superior" y "Formación de las areniscas azuladas", como equivalentes a Formación Río Negro, son expresiones de las mencionadas modificaciones.

otros afloramientos reconocidos como correspondientes a las Formaciones Collón Cura y Río Negro.

Antecedentes

La diferenciación de las mencionadas unidades fue inicialmente establecida por Roth (1899) y posteriormente ratificada por distintas investigaciones. Dicho autor (*op. cit.*: 156) al apreciar sus claras disimilitudes litológicas y genéticas, manifestó que "Las mesetas en la parte baja del valle del río Collón Cura, consisten en su base de *toba gris*... muy homogéneas, de masa compacta pero no muy dura y ninguna estratificación". Agrega, previa mención de una "capa de lava de treinta a cincuenta metros de espesor", que según él se habría acumulado sobre la "toba gris", que a "esta capa" (la capa de lava)... "le sigue una formación arenisca poco consistente... bien estratificada; contiene mucha piedra pómez y se parece mucho al arenisco gris del río Negro en Choele-choel. Las capas de esta formación son muy variadas, la composición del material cambia de dos a tres veces en un metro de espesor...".

Con estos conceptos, Roth (*op. cit.*) identificó claramente a la Formación Collón Cura (= "toba gris", infrayacente a la Formación Río Negro (= "formación arenisca"). Posteriormente, Groeber (1951: 265) comprobó también que el conjunto sedimentario leoterciario de la depresión del Collón Cura, consta de dos unidades, "una inferior tobácea" (= "toba gris" de Roth) y otra superior (= "formación arenisca" de Roth), constituida por "bancos de conglomerados y areniscas gris azuladas, de estructura exageradamente torrencial". Según Groeber, la unidad inferior corresponde al "Colloncurensis inferior" ("Palaocolitense inferior") y la superior al "Colloncurensis superior", mientras que el "Palaocolitense superior" estaría representado por mantos de basalto, identificados como "Basalto I". Nuevamente, aquellas unidades coinciden con las Formaciones Collón Cura y Río Negro, respectivamente.

Galli (1969 b: 44) también establece una notoria distinción entre su "Colloncurensis" (= "toba gris") y su "Formación de las areniscas azuladas" (= "formación arenisca"), concordando así en un todo con las iniciales interpretaciones de

Roth (*op. cit.*) y aquéllas posteriores de Groeber.

La evaluación de estos antecedentes y las observaciones de campo realizadas por los autores, permiten afirmar que la Formación Chimehuín, corresponde en realidad a las Formaciones Collón Cura y Río Negro; esta última suprayace a la primera, mediante discordancia erosiva, discontinuidad estratigráfica que fuera cuestionada durante mucho tiempo, pero actualmente es reconocida a partir de las comprobaciones de Galli (1969 b). Groeber (1951: 266) al diferenciar el "Colloncurensis superior" (= Formación Río Negro) del "Colloncurensis inferior" (= Formación Collón Cura), también registra la discordancia entre ambas. Cabe mencionar que ya anteriormente, este autor (Groeber, 1947: 426) interpretó que el "conjunto tobáceo inferior" (= Formación Collón Cura) había sido parcialmente erosionado, antes de la acumulación de las "areniscas grises" (= Formación Río Negro), ubicando lo mismo que Roth, las coladas basálticas ("Basalto I" o "Palaocolitense superior") entre ambas unidades.

Por otra parte, hay que destacar lo dificultoso que resultó para uno de los autores, insertar la Formación Chimehuín en el esquema estratigráfico regional del área cordillerana neuquina (González Díaz y Nullo, 1980), ya que la generalización litológica de Turner (1976) dificultó establecer el correspondiente equivalente estratigráfico entre las unidades expuestas en la Cordillera Neuquina.

Esquema geológico del área de la Cuesta de La Rinconada

A los efectos de dar a conocer la distribución de las unidades analizadas, se presenta un bosquejo geológico del área (figura 1).

En la parte alta de la cuesta, aparece extendida la planicie lávica de la Pampa de la Horqueta, coronada por aparatos volcánicos, algunos de considerable magnitud. A partir de ella y hacia abajo, se distinguen en los primeros seis metros un conjunto de coladas basálticas y acumulaciones piroclásticas asociadas, que provisoriamente se ha identificado como "*Basalto plioleistoceno? del cerro Horqueta*". La parte superior del mismo es una lava

olivínica de coloración gris oscuro, con marcado diaclasamiento vertical y estructura maciza hacia la base. Asimismo, es alveolar en algunos tramos, preferentemente del sector superior; estas cavidades por lo común carecen de relleno. Por debajo de esta colada yace un depósito piroclástico cuya fina estratificación se adapta a las irregularidades originadas por la erosión, en las tobas adyacentes. Se trata de acumulaciones delgadas de tobas basálticas, con variaciones cromáticas entre anaranjado, castaño y rojizo, debido a la difusión de pigmentos ferruginosos en distintos estados de concentración.

Si bien se desconoce la edad precisa de estas manifestaciones, puede adelantarse que es posterior a la erosión del pedimento que determina el segundo nivel de los planos de erosión adyacentes al valle del río Collón Cura, aspecto claramente advertido en las inmediaciones del tramo de la antigua ruta 40, entre el cerro de la Horqueta y la bajada al paraje de la ex balsa del Collón Cura. Al respecto, los autores del presente trabajo cuestionan la reconsideración de Valencio *et al.* (1970), quienes sin considerar las conclusiones estratigráficas establecidas por Galli (1969) y basados en un dato radiométrico K/Ar, puntual, las reubican en el Mioceno medio ($16 \pm 0,6$ m.a.); en consecuencia, sería apropiado mantener transitoriamente aquella asignación de Galli (*op. cit.*), al Plioceno.

Sudya a este conjunto, en discordancia de erosión, un paquete de 3,60 m de espesor compuesto por "tobas mesosilíceas claras", que reposan a su vez y también en discordancia erosiva, sobre una sucesión bien estratificada correspondiente a la Formación Río Negro, que con un desarrollo de unos 150 m de espesor, integra la mayor parte de la cuesta.

En este paquete piroclástico se distinguen dos bancos, uno superior rosado y otro inferior grisáceo muy claro, que muestran sectores con cavidades irregulares rellenas por mosaicos compuestos por analcima y heulandita. Estas tobas son de naturaleza dacítica y presentan un bajo grado de aglutinamiento.

Los depósitos correspondientes a la Formación Río Negro, se encuentran ampliamente distribuidos, en el ámbito de la Fosa del Collón Cura y muestran las particularidades generales precedentemente referidas. Se destacan por su franco aspecto clástico,

abundante participación de vidrio volcánico en trizas y pumitas, y el marcado desarrollo de estructuras sedimentarias originadas por transporte áqueo, denotando en relación a la unidad inferior o Formación Collón Cura, claras diferencias genéticas. Dichas diferencias se hallan corroboradas por los resultados alcanzados mediante tareas de gabinete.

En la parte inferior del conjunto precedente, subyace discordantemente la Formación Collón Cura, representada por acumulaciones piroclásticas claras y macizas, con un espesor visible de aproximadamente 2 metros; se extiende hasta alcanzar casi la base de la cuesta, aflorando en forma intermitente entre depósitos de deslizamientos que las cubren.

Perfil en la Cuesta de La Rinconada

Este perfil fue estudiado siguiendo los cortes artificiales realizados para la ejecución del tramo de la cuesta, correspondiente a la ruta 40. La traza del mismo se dispone diagonalmente a la estructura del conjunto aflorante, que en partes está cubierto por taludes y depósitos de deslizamiento, quedando expuestos sectores distribuidos a lo largo del camino.

Respecto a la estructura del conjunto, el basalto del cerro Horqueta y sus tobas, se disponen horizontalmente, en tanto que las "tobas mesosilíceas" y la Formación Río Negro tienen un rumbo general nor-noroeste e inclinan aproximadamente unos 8° al ONO. La estructura maciza de la Formación Collón Cura imposibilita establecer su posición estructural.

La circunstancia referida en primer término impidió encarar el análisis vertical del perfil en forma continua, lo que hubiera permitido la medición, con una mayor aproximación, de los espesores de las unidades examinadas.

El perfil de arriba hacia abajo es el siguiente:

Espesor	Unidades y litología
	"Basalto plioleistoceno? del cerro Horqueta"
6.00	Basalto, gris oscuro (nº 3), escasamente vesicular por sectores y diaclasado hacia la parte inferior. Forma parte de la colada extendida en la pampa de

¹ Rock-color Chart, Geol. Soc. of America, N. York, 1963.

- La Horqueta originada en el cerro homónimo.
- Toba* basáltica, considerada como una facies previa al basalto con variaciones cromáticas entre anaranjado amarillento oscuro (10YR 6/6), castaño rojizo moderado (10R 4/6) y castaño claro a moderado (5YR 5/6 a 5/4), en partes con pigmentos geliformes de óxido de hierro; finamente estratificada.
- discordancia erosiva
- “*Tobas mesosilíceas*”
- 3.60 *Tobas*, blanco (nº 9) a gris rosado (5YR 8/1), con cavidades recubiertas por material zeolítico; macizas.
- discordancia?
- Formación Río Negro**
- 6.50 *Ortotufita*, castaño amarillento pálido (10YR 6/2), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm), con guijas muy finas a gruesas (2-32 mm) de pumita blanquecina y vulcanitas oscuras subordinadas; pelítica; maciza.
- 1.90 *Ortotufita*, castaño anaranjado grisáceo (5YR 7/2), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), muy pelítica, con escasas espículas de esponjas, frústulos de diatomeas (*Navícula* sp.) y células silíceas de gramíneas; maciza.
- 4.20 *Ortotufita*, gris rosado (5YR 8/1) en partes castaño amarillento pálido (10YR 6/2), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm), muy pelítica; maciza.
- Arenisca*, gris azulado moderado (5B 5/1) levemente azulino, muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm); lenticular.
- 30.00 *Pelitas*, entre castaño amarillento pálido (10YR 6/2) y castaño pálido (5YR 5/2), algo paratufíticas con escasos clastos blanquecinos rosados de pumita (< 2 mm); macizas.
- Ortotufitas*, gris amarillento (5Y 8/1) a castaño amarillento pálido (10YR 6/2), muy finas a finas (0.062-0.250 mm), muy pelíticas, con escasos frústulos de diatomeas (*Navicu'a* sp.), espículas de esponjas y células de gramíneas; macizas.
- 1.50 *Ortotufita*, gris amarillento (5Y 8/1), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm); maciza.
- Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), maciza.
- 0.50 *Ortotufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), pelítica, con escasos frústulos de diatomeas (*Navicu'a* sp.), espículas de esponjas y algunas venillas blanquecinas arcillosas; maciza.
- Pelita*, gris amarillento (5Y 8/1), escasamente ortotufítica; maciza.
- 1.30 *Ortotufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina (0.062-0.124 mm), muy friable; maciza.
- 0.60 *Ortotufita*, gris amarillento (5Y 8/1), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), muy pelítica, con escasas células de gramíneas y espículas de esponjas; maciza.
- 0.80 *Ortotufita*, amarillo verdoso pálido (10Y 8/2), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), muy pelítica, con escasos frústulos de diatomeas (*Navícula* sp.); maciza.
- Ortotufita*, gris amarillento (5Y 8/1), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), muy pelítica, con escasos frústulos de diatomeas (*Navícula* sp.), lenticular.
- Paratufita*, gris verdoso (5GY 6/1), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), muy friable; maciza.
- 1.80 *Chonita*, gris amarillento (5Y 7/2), vítrica, muy compacta y diaclasada; maciza.
- 0.20 *Diatomita*, blanco (nº 9) en partes gris amarillento (5Y 7/2), constituida esencialmente por frústulos del género *Melosira* sp., pelítica, algo ortotufítica; maciza.
- 0.10 *Ortotufita*, anaranjado grisáceo (10YR 7/4), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), pelítica; maciza.
- 1.50 *Arenisca*, gris moderado (nº 5), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), muy friable; maciza.
- 1.60 *Ortotufita*, gris amarillento (5Y 7/2) con impregnaciones ferruginosas, muy fina a fina (0.062-0.250 mm), muy pelítica; maciza.
- 0.80 *Paratufita*, amarillo castaño (5Y 6/4), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), friable; maciza.
- 0.50 *Paratufita*, amarillo castaño (5Y 6/4), muy fina a fina (0.062-0.250 mm) algo pelítica; maciza.
- 0.40 *Ortotufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), algo pelítica; maciza.
- 0.20 *Pelita*, gris amarillento (5Y 7/2) con impregnaciones ferruginosas, arcillosa, algo ortotufítica muy fina; maciza.
- 2.00 *Ortotufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), en partes mediana (0.250-0.5 mm), algo pelítica; maciza.
- Paratufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a gruesa (0.062-1 mm), con clastos blanquecinos de pumita (< 2 mm), friable; estratificación entrecruzada.
- 1.80 *Arenisca*, gris oscuro moderado (nº 4), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm),

- con guijas muy finas (2-4 mm) de vulcanitas, muy friable; estratificación entrecruzada.
- 0.40 *Pelita*, gris amarillento (5Y 8/1), arcillosa, algo paratufítica muy fina, con abundantes espículas de esponjas y frústulos de diatomeas (*Navicula* sp.); maciza.
- 0.05 *Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm), arcillosa, con escasas espículas de esponjas y frústulos de diatomeas (*Navicula* sp.); maciza.
- 0.50 *Arenisca*, gris oscuro (nº 3), muy fina a gruesa (0.062-1 mm), friable; maciza.
Paratufita, gris amarillento (5Y 8/), muy fina a gruesa (0.062-1 mm), muy arcillosa, con escasas espículas de esponjas y frústulos de diatomeas (*Navicula* sp.); maciza.
- 0.20 *Pelita*, gris amarillento (5Y 8/1), arcillosa, escasamente paratufítica, muy fina con algunas espículas de esponjas y frústulos de diatomeas (*Navicula* sp.); maciza.
- 0.50 *Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a gruesa (0.062-1 mm), con clastos blanquecinos de pumita (< 2 mm) muy friable; maciza.
- 0.80 *Paratufita*, castaño rojizo pálido (10R 5/4), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), con material ferruginoso que rodea y une los granos entre sí, friable; maciza.
- 1.00 *Paratufita*, gris moderado (nº 5), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm), con clastos blanquecinos de pumita (< 2 mm) friable; maciza a bien estratificada.
- 2.00 *Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a fina (0.062-0.25 mm), algo pelítica; maciza.
- Continúa un sector con fallas que repiten y alteran la continuidad de la sucesión.
- 4.00 *Paratufita conglomerádica*, gris oscuro moderado (nº 4), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm), con guijas muy finas a gruesas (2-32 mm) de rocas volcánicas y pumita muy subordinada; corte y relleno.
- 0.30 *Pelita*, gris oliva claro (5Y 6/1), arcillosa, escasamente paratufítica muy fina; maciza.
- 0.20 *Pelita*, rosado anaranjado moderado (10R 7/4) en parte anaranjado muy pálido (10YR 8/2), arcillosa, algo paratufítica muy fina; maciza.
- 0.15 *Paratufita*, anaranjado rojizo moderado (10R 6/6), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm) y escasas guijas muy finas (2-8 mm) de rocas volcánicas, con abundantes clastos grises de pumita (< 4 mm), arcillosa, ferruginosa; maciza.
Pelita, gris verdoso claro (5GY 8/1), en partes castaño rojizo pálido (10R 5/4), arcillosa; maciza.
- 0.30 *Pelita*, gris verdoso claro (5GY 8/1), en partes gris moderado (nº 5), arcillosa, ligeramente ortotufítica muy fina, con algunos canalículos ocupados por material ferruginoso; maciza.
- 0.15 *Pelita*, gris amarillento (5Y 7/2), en partes castaño rojizo pálido (10R 5/4), arcillosa, algo paratufítica muy fina a muy gruesa, ferruginosa; maciza.
- 0.40 *Ortotufita*, castaño claro (5YR 6/4) muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), arcillosa; maciza.
- 1.20 *Paratufita*, castaño pálido (5YR 5/2), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), con delgada película arcillosa que cubre y une los granos, muy friable; maciza.
- 0.90 *Pelita*, gris amarillento (5Y 8/1) en partes gris castaño claro (5YR 6/1) con tinte anaranjado, arcillosa algo paratufítica muy fina a fina, con intercalaciones de *ortotufita*, gris castaño claro (5YR 6/1) en partes gris verdoso claro (5GY 8/1), muy fina (0.062-0.124 mm) pelítica, con delgados canalículos radicales; estratificación normal.
Arenisca, gris oscuro moderado (nº 4), muy fina a gruesa (0.062-1 mm), muy friable; estratificación estrechecruzada.
- 0.15 *Paratufita*, castaño rojizo pálido (10R 5/4), en partes gris verdoso claro (5GY 8/1), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm) con clastos blanquecinos de pumita (< 2 mm), ferruginosa; laminación poco marcada.
- 1.00 *Pelita*, gris amarillento (5Y 8/1), con intercalaciones irregulares de *Paratufita* de tono algo más oscuro, muy fina a mediana (0.062-0.5 mm); maciza.
- 0.30 *Paratufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), pelítica; maciza.
- 2.20 *Paratufita*, (dato de campo).
- 10.00 *Paratufitas*, gris amarillento (5Y 7/2) a gris oscuro (nº 3), muy finas a finas (0.062-0.250 mm), en partes muy pelíticas, con abundantes canalículos radicales; maciza, estratificación entrecruzada, y corte y relleno.
- 2.50 *Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), muy friable, con intercalaciones de *Paratufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina (0.062-0.124 mm), pelítica; estratificación normal.
- 3.00 *Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), muy friable; maciza.

- 0.40 *Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), muy friable, con intercalaciones de *Paratufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina (0.062-0.124 mm), pelítica; estratificación normal.
- 0.50 *Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), muy friable, con intercalaciones de *paratufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina (0.062-0.124 mm), pelítica; estratificación normal.
- 0.60 *Pelita*, gris rosado (5YR 8/1), limosa, escasamente *paratufítica* muy fina; laminada.
- 3.00 *Paratufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina (0.062-0.25 mm), clastos blanquecinos de pumita (< 1 mm) pelítica, con intercalaciones arcillosas de coloración rosado pálido hasta gris claro, que aparecen en distintos niveles y espesores; estratificación normal.
Paratufita, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina (0.062-0.25 mm), clastos blanquecinos de pumita (< 1 mm), con intercalaciones lenticulares de *arenisca*, gris oscuro (nº 3), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm), friable; maciza y estratificación entrecruzada.
- 4.50 *Paratufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina (0.062-0.250 mm), con clastos blanquecinos de pumita (< 1 mm), pelítica, que pasa lateralmente a *ortotufita* de similar granometría, con abundantes canaliculos blanquecinos ocupados por material fibroso aparentemente zeolítico; estratificación irregular.
- 6.00 *Paratufita* gris moderado (nº 5) levemente azulino, muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm), con guijas muy finas a finas (2-8 mm) constituidas por rocas volcánicas y pumita; estratificación intrecruzada.
- 0.30 *Cinerita*, blanco (nº 9), muy vitroclástica.
- 120 *Pelita*, gris amarillento (5Y 8/1), limosa, con muy escasas espículas de esponjas y frústulos de diatomeas (*Navicula* sp.); maciza.
Paratufita, gris amarillento (5Y 8/1), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), pelítica, con escasas espículas de esponjas y frústulos de diatomeas (*Navicula* sp.) maciza.
- 3.00 *Paratufita*, gris moderado (nº 5), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm), con guijas muy finas a finas (2-8 mm), constituidos por clastos blanquecinos de pumita y oscuros de rocas volcánicas, alternando con intercalaciones de granometría más fina; estratificación entrecruzada, y corte y relleno.
- 0.40 *Paratufita*, gris rosado (5YR 8/1), muy fina a mediana (0.062-0.5 mm), con clastos blanquecinos de pumitas (< 3 mm) pelíticas; maciza.
- 1.80 *Pelita*, gris amarillento (5Y 7/2), algo *ortotufítica* muy fina a fina, con clastos blanquecinos de pumita (< 2 mm), escasas células de gramíneas, frústulos de diatomeas y canaliculos oscuros radiciformes. Los 0.30 m inferiores presentan una coloración blanquecina y una intercalación de granometría algo más gruesa; estratificación normal.
- 1.50 *Ortotufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a fina (0.062-0.25 mm), pelítica, con canaliculos radiciformes. Hacia abajo es más fina y contiene células de gramíneas y frústulos de diatomeas (*Navicula* sp.); estratificación normal.
- 2.40 *Pelita*, gris amarillento (5Y 8/1), con tonalidades violáceas, verdosas, rosadas y castañas, *paratufítica* muy fina a fina, escasos frústulos de diatomeas (*Navicula* sp.), y células de gramíneas, arcillosa; maciza.
- 0.20 *Ortotufita*, blanco (nº 9), algo amarillento, gruesa a muy gruesa (0.5-2 mm) con guijas muy finas (2-8 mm) de pumita, que pasa a *paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), fina a mediana (0.062-0.5 mm) con predominio de guijas muy finas (2-4 mm) de rocas volcánicas sobre los de pumita: estratificación normal.
- 2.00 *Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a fina (0.062-0.25 mm), muy friable; maciza.
- 0.35 *Pelita*, verdosa, algo arenosa (dato de campo).
- 0.70 *Paratufita*, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a fina (0.062-0.25 mm), muy friable; maciza.
- 0.40 *Ortotufita*, gris rosado (5YR 8/1), muy fina a fina (0.062-0.25 mm), con abundantes clastos blanquecinos de pumita (< 3 mm) y volcánicos oscuros, muy pelítica, canaliculos negros radiciformes; maciza.
- 0.80 *Ortotufita*, gris rosado (5YR 8/1), en partes gris amarillento (5Y 8/1), muy fina a gruesa, (0.062-1 mm), con abundantes clastos blanquecinos de pumita (< 3 mm) muy pelítica; maciza.
- 1.20 *Pelita*, rosadas y verdosas (dato de campo).
- 2.00 *Ortotufita*, gris amarillento (5Y 7/2), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm), con escasas guijas muy finas a medianas (2-16 mm) de rocas volcánicas y pumitas blanquecina (< 2 mm), pelítica; maciza a estratificación entrecruzada.
- Continúa un sector de unos 300 metros de largo con deslizamientos.
- 18.00 *Tufitas* y *pelitas*, de color castaño, verde y rosado (dato de campo).

Sector de unos 250 m integrado por depósitos de deslizamientos, entre los que asoman discontinuamente tramos de pelitas.

- 1.00 *Tufita*, con intercalaciones pelíticas; estratificación entrecruzada (dato de campo).
- 0.50 *Tufo-psamita*, gris castaño claro (5YR 6/1), muy fina a muy gruesa (0.062-2 mm) con abundantes clastos blanquecinos de pumita (< 2 mm) y algunos fragmentos angulosos, entre 2 y 35 mm, de las tobas inferiores, pelítica; maciza.
..... discordancia erosiva

Formación Collón-Cura

- 1.80 *Toba*, gris castaño claro (5YR 6/1), vitroclástica, fina, púlvica, con abundantes y pequeños clastos blanquecinos de pumita (< 2 mm); maciza.

Rasgos sedimentológicos de las Formaciones Río Negro y Collón-Cura

Con la finalidad de mantener el orden de ubicación de las unidades litoestratigráficas expuestas en el perfil, se comenzará con el análisis de la Formación Río Negro.

Formación Río Negro

Está integrada fundamentalmente por *tufitas* y *pelitas*, con areniscas subordinadas y muy escasas *tobas*, *diatomitas* y *tufo-psamitas*, en cantidades cuyos porcentajes aproximados considerando espesores, son del 72 %, 23 %, para las primeras y un 5 % para el conjunto restante.

Esta asociación presenta colores que en importancia correlativa, van desde gris a castaño anaranjado, blanco, amarillo y rosado, correspondiendo al 76, 12, 4, 3 y 1 %, respectivamente. Los distintos tonos del gris y castaño, como asimismo la combinación entre distintos colores, totalizaron las 24 variedades detalladas en el perfil litológico adjunto.

Las tufitas¹ están compuestas por materiales epiclásticos y piroclásticos, en una asociación porcentual que varía en las distintas unidades sedimentarias. La estimación microscópica a grano suelto permite dividir las en *paratufitas* (> 50 % de material

¹ Los autores de este trabajo consideran a las tufitas, sedimentos piroclásticos secundarios que han incorporado materiales epiclásticos de procedencia litológica indiscriminada.

epiclástico) y ortotufita (< 50 % de material epiclástico), terminología propuesta por autores soviéticos según Teruggi *et al.*, (1978). Sin embargo, como en esta clasificación no está especificado el porcentaje mínimo de material piroclástico requerido para mantener la nomenclatura indicada, los autores del presente trabajo han determinado que en los casos que dicho material se encuentre en proporciones muy reducidas, las tufitas pasen a ser consideradas como sedimentitas epiclásticas normales.

En el desarrollo del perfil, prevalecen las paratufitas en la parte media del mismo, mientras que las ortotufitas lo hacen en el sector superior e inferior.

Ambos tipos litológicos pueden ser con frecuencia fácilmente identificados debido a que en los componentes epiclásticos predominan fragmentos líticos volcánicos y minerales pesados de tonos oscuros, contrastando con los piroclastos de tonos claros representados por trizas y pumitas. Por estas particularidades, a las paratufitas con escasa participación piroclástica, y a las areniscas, se las identifica con cierta facilidad por su coloración entre gris moderado (n° 5), gris oscuro moderado (n° 4), gris oscuro (n° 3) y gris azulado moderado (5B 5/1), mientras que las ortotufitas con reducidas cantidades de material epiclástico son de tonos claros, como gris rosado (5YR 8/1), gris amarillento (5Y 8/1) y excepcionalmente blanco (n° 9) por concentración de trizas. Los restantes colores indicados en el perfil litológico son el resultado de las distintas proporciones de la mezcla entre los elementos epiclásticos, piroclásticos y el material aglutinante.

La típica coloración azulada, habitualmente mencionada por muchos autores al referirse a depósitos similares y de distintas localidades, también se observan en algunas areniscas de este perfil y están caracterizadas por presentar un armazón clástico de muy limitada cohesión, mantenido por una delgada película mate, que envuelve y une los clastos entre sí. Recurriendo al análisis microscópico se comprobó que esta particularidad cromática se cumple especialmente cuando la referida película cubre a clastos líticos volcánicos oscuros, constituidos por pastas con base vítrica de color castaño y rica en partículas de óxido de hierro. El material de esta película ha sido separado de un conjunto de clastos para su determinación difractométrica, correspon-

diendo a montmorillonita que por su disposición textural y orientación cristalina es autógena. Esta conclusión resulta coincidente con las observaciones de Lerbekno (1957), quien determinó que el color azul de las "Blue Sandstone" de California, se debe a efectos de reflexión de la luz sobre una película arcillosa dispuesta alrededor de sus granos.

Desde el punto de vista textural, las tufitas y areniscas muestran en conjunto y entre unidades sedimentarias adyacentes, una variabilidad muy grande en el tamaño de grano, selecciones bajas a muy bajas y granos de formas subangulosas, angulosas y subredondeadas. Estas últimas se aprecian principalmente en los vértices de las trizas vítricas y en los bordes de los fragmentos de pumita. Con menor frecuencia se encuentran tufitas y areniscas muy finas a finas con selección moderada a buena.

Es oportuno indicar la inexistencia de tufitas con granos subredondeados a redondeados, dado que este elevado grado de madurez textural, es incompatible con la manifiesta inmadurez mineralógica que caracteriza a estas sedimentitas.

Acercas de los pormenores composicionales, los fragmentos líticos, el vidrio volcánico (trizas y pumitas), las plagioclasas y una restringida asociación de minerales pesados, constituyen los elementos mineralógicos que distinguen a las tufitas. La abundancia relativa de alguno de los componentes varía, especialmente los dos primeros, dependiendo en gran parte del tamaño de grano y la selección por densidad, como sucede en las tufitas gruesas a conglomerádicas, altamente líticas, y en aquellas con abundantes clastos de pumita, poco densos por su textura esponjosa.

Los fragmentos líticos son de coloración normalmente oscura y provienen de la erosión de terrenos volcánicos. Son de textura afanítica, a menudo microvesiculares, con predominio del tipo intersertal (microlitas feldespáticas en base vítrica rica en partículas de óxido de hierro); asimismo han sido reconocidas pastas felsíticas poco frecuentes y también vitroféricas.

En el vidrio se reconocen dos procedencias, una principal piroclástica y otra muy subordinada volcánica. El vidrio piroclástico se presenta en trizas simples y clastos de pumita, alcanzando estos últimos dimensiones equivalentes al de una grava fina. Las trizas son incoloras, con índices de re-

fracción variables entre 1,500 a 1,511. Los clastos de pumita muestran caracteres similares, con excepción de algunos individuos de coloración verdosa e índice de refracción superiores al de nitrobenzeno (vidrio palagónico?). El vidrio de fuente volcánica, es una obsidiana de tonalidad muy oscura y fractura concoidal brillante.

Entre las plagioclasas predominan la andesina y oligoclasa subordinada, en cristales de contornos tabulares comunmente zonales. Es manifiesta la escasez o ausencia de cuarzo.

En la asociación de minerales pesados se destacan, en orden de abundancia decreciente, hipersteno, augita, hornblenda y muy escasa oxihornblenda.

Las tufitas y areniscas responden a los agentes erosivos, disgregándose con marcada facilidad. Aquéllas de coloración generalmente oscura y estratificación entrecruzada o normal, oponen menor resistencia a la disgregación debido a la inexistencia de material aglutinante (matriz y/o cemento); sólo en algunos casos mantienen una cohesión algo mayor, cuando una película arcillosa, gris azulina, engloba y une los granos entre sí. Donde hay material pelítico intersticial, la consolidación resulta algo más efectiva.

Las pelitas se encuentran con mayor frecuencia en la parte media del tramo superior del perfil y en la más baja de la mitad inferior, predominando la coloración gris amarillenta sobre los distintos tonos de gris verdoso, gris rosado, castaño amarillento y rosado. Son arcillosas y limosas, con participación de montmorillonita (determinada por difracción), pequeñas cantidades de componentes tufíticos muy finos a finos y, eventualmente, clastos de pumita blanquecina menores de dos milímetros. Además, normalmente contienen escasos restos orgánicos representados por frústulos de diatomeas del género *Navicula* sp., espículas de esponjas, células de gramíneas y canalículas radicales ocupadas por material carbonoso y/o ferruginoso y/o blanquecino arcilloso; estos últimos se encuentran en muy escasos niveles. En todo el desarrollo del perfil y a unos 50 m del techo de la unidad, hay una sola acumulación esencialmente organógena, que se destaca del conjunto por su coloración blanquecina a gris amarillenta muy clara y baja densidad. Se trata de una diatomita de unos 0.20 m de espesor, constituida por frústulos de *Melo-*

sira sp., con impurezas pelíticas y de material tufítico muy fino.

Acumulaciones piroclásticas primarias afloran a los 40 y 99 m considerados desde la base del perfil. La mencionada en primer término tiene un espesor de 0.30 m y está representada por una toba vítrea escasamente consolidada, de textura fina (< 0.250 mm), y blanca. La correspondiente a los 99 m, es una chonita también vítrea, de color gris amarillento claro, compacta, diaclasada y con un espesor de 1.80 m. En la parte inferior de la unidad, aflora un depósito piroclástico secundario, con un espesor de 0.5 m, del tipo tufo-psamita que contiene algunos fragmentos angulosos procedentes de la Formación Collón-Cura sobre la cual está apoyada en discordancia erosiva.

La Formación Río Negro se caracteriza por presentar una estratificación bien definida, originada por procesos primarios o mecánicos. Las formas externas de la estratificación, muestran una irregularidad en los espesores y formas, con algunas unidades lenticulares y otras de corte y relleno con estratificación entrecruzada.

En relación a los espesores de los estratos y adoptando la clasificación de Mc Kee y Weir (1953) modificada por Ingram (1954), predomina la estratificación gruesa (0.30-1 m) y muy gruesa (> 1 m) sobre la mediana hasta la muy fina (0.01-0.30 m); son contadas las unidades con estratificación laminada (< 0.01 m).

Con respecto al ordenamiento interno de los estratos, el aspecto macizo representa la característica más frecuente de las tufitas y pelitas. En orden de importancia subordinada, se observan dos tipos fundamentales de estratificación, la horizontal y la entrecruzada. En las tufitas, su visualización es favorecida por las variaciones granométricas y/o composicionales de las distintas subunidades. Hay ejemplos con estratificación débilmente definida hasta nítidamente marcada, como acontece: entre intercalaciones de tufitas finas y pelitas laminadas; entre subunidades con alternancia de granometría fina y gruesa; en asociaciones de subunidades lenticulares con abundantes clastos blanquecinos de pumita, con otras donde éstos son escasos o faltan. También es corriente la estratificación determinada por la alternancia de material piroclástico (trizas y pumitas) y epiclástico (lítico principalmente), que definen subunidades claras y oscuras, respectivamente.

Como se cumple en el tramo próximo al techo de esta formación, en una misma unidad sedimentaria suelen asociarse distintas estructuras, comenzando en su parte inferior con estratificación entrecruzada tabular tangencial en transición, hacia arriba, a formas de corte y relleno o con estratificación subhorizontal irregular. ambas débilmente insinuadas y en partes de aparente aspecto macizo. Otro tipo de estructura corresponde a una asociación de artesas o cubetas de forma cóncava, que en conjunto corresponde a la estratificación entrecruzada cóncava o festoneada, desarrollada principalmente en unidades de corte y relleno. Cuando las mencionadas unidades adquieren forma lenticular extendida, la estratificación del material resulta horizontal, irregular y fina.

Formación Collón Cura

Está representada por asomos piroclásticos expuestos en la parte baja de la cuesta de La Rinconada, que con sólo 1,80 a 2,20 m de espesor visible, infrayacen en discordancia erosiva a la Formación Río Negro. Dichos afloramientos, caracterizados por su aspecto macizo, coloración gris castaño claro (5YR 6/1) y moderado grado de consolidación, están integrados por abundantes elementos vitroclásticos, entre los cuales se distinguen a simple vista partículas blanquecinas de pumita, con participación de material púlvico. Los elementos vitroclásticos se hallan constituidos por trizas regulares hasta filamentosas, con la clásica estructura vesicular (pumita) en tamaños de hasta dos milímetros. Completa el cuadro mineralógico una reducida asociación integrada principalmente por andesina con zonalidad, escasa hornblenda, hipersteno, augita, opacos y fragmentos líticos de pasta predominantemente intersertal.

Con excepción de leves variaciones, la homogeneidad de su litología, el aspecto macizo y la composición piroclástica, sumados a su coloración clara y uniforme, constituyen los rasgos más relevantes para la identificación de esta unidad y facilitan su correlación con afloramientos de otras localidades. Una llamativa particularidad, normalmente observada en exposiciones de otras zonas, es la presencia de pendientes verticales o "paredones", que deben su origen a desprendimientos de bloques de gran tamaño, aunque delgados, proceso este favorecido

por la existencia de diaclasas y la homogeneidad de los depósitos. Estas pendientes contrastan invariablemente con aquéllas muy tendidas y ligeramente convexas, desarrolladas en las acumulaciones suprayacentes que corresponden a la Formación Río Negro. El contraste de ambas pendientes permite diferenciar, aún a la distancia, las respectivas unidades.

Como ejemplo de las variaciones mencionadas precedentemente, corresponde referirse al asomo de la margen derecha del río Limay, próximo a la presa Alicura y al este del cerro Caballete donde se advierte un ligero cambio de coloración al gris amarillento (5Y 7/2) y el desarrollo de una estructura concrecional irregular determinada por cuerpos carbonáticos redondeados de hasta 15 cm de diámetro, que debido a su mayor dureza sobresalen del resto de la roca. En ciertos casos la precipitación carbonática se difunde homogéneamente en el depósito sin modificar su aspecto macizo, como fuera observado en los paredones ubicados en el cañadón de la Buena Parada, próximo a la estancia María Sofía (Hoja 39c, Paso Flores).

Otro ejemplo de leves variaciones ha sido registrado sobre la ruta 40 a Pilcaniyeu, entre Alicura y el cerro Alto. En este tramo se aprecian, observando en detalle, intercalaciones de granometría muy fina de color gris rosado (5YR 8/1) a rosado anaranjado (5YR 7/2) en otras algo más gruesas. Estas variaciones tienen lugar sin solución de continuidad y en consecuencia no es posible advertir estratificación alguna.

Como último ejemplo, es de señalar que en las localidades donde aflora la parte inferior de la entidad, resulta frecuente encontrar clastos angulosos, prácticamente sin transporte derivados de formaciones subvacantes erosionadas, como acontece en los alrededores del puesto de Pichuni, en el Cañadón Chileno (Hoja 39c, Paso Flores). Este material anguloso se halla integrado por cuarzo, feldespato, mica y líticos procedentes de rocas graníticas, en individuos de granometría variable entre arena y bloque. Aparentemente, correspondería a elementos originados en pendientes (coluvio) y cubiertos por los depósitos piroclásticos de la Formación Collón Cura.

En otras localidades del valle del río Collón Cura, esta unidad se encuentra además, integrada por flujos piroclásticos (ignimbritas), como también por horizontes pe-

docálcicos, particularmente desarrollados en la base de la misma. Estos horizontes, con estratificación levemente marcada y adaptada a los accidentes del relieve preexistente, son portadores de nidos de insectos (véspidos y escarabeidos). Su presencia no ha sido registrada en el perfil de referencia.

Interpretación genética de las Formaciones Río Negro y Collón Cura

Formación Río Negro

Esta unidad se halla vinculada a procesos endógenos que controlaron el desarrollo del ambiente tectosedimentario de la Fosa del Collón Cura, en cuyo ámbito, la acción agradacional de las corrientes fluviales elaboró una amplia superficie, dentro de una cuenca intermontana.

La granometría generalmente gruesa de las tufitas y areniscas de esta sucesión, el tipo torrencial de algunas estructuras sedimentarias, el progresivo enriquecimiento pefítico hacia los términos superiores comprobado en otras localidades, y la discordancia erosiva en su límite con la Formación Collón Cura, constituyen evidencias del diastrofismo cordillerano, que al modificar las condiciones ambientales extrandinas determinaron características propias de un área pedemontana.

Los sectores más elevados y marginales de la depresión tectónica, aportaron principalmente las arenas y gravas, que se distribuyeron en forma de abanicos aluviales que llegaron a coalescer (bajadas); en ellos resulta frecuente la depositación entrecruzada y las estructuras de corte y relleno. La insuficiente consolidación de los depósitos donde se labraron los cauces, determinó un hábito anastomosado en los cursos fluviales.

La presencia de pelitas con algunos frústulos de diatomeas y espículas de esponjas, y también de un nivel en el que los primeros alcanzan a constituir su componente esencial, revelan la existencia de cuerpos de agua que se habían establecido en las planicies de inundación o en las depresiones suavemente irregulares del área pedemontana mencionada.

En cuanto a la procedencia del material clástico, su naturaleza indica que una parte es epiclástica, derivada principalmente de la erosión de rocas volcánicas mesosilíceas pertenecientes a la Formación Auca Pan

(Turner, 1973); la restante resulta piroclástica y proviene de la redepositación ácuea de material procedente de acumulaciones contemporáneas de cenizas y lapilli.

La intercalación de escasas tobas, como asimismo la abundante participación de trizas vítricas y clastos de pumita, en tamaños superiores a los registrados en los depósitos piroclásticos de la Formación Collón Cura, sugiere que las mismas podrían vincularse con un episodio volcánico contemporáneo a la sedimentación de la Formación Río Negro.

Formación Collón Cura

Está principalmente constituida por acumulación de material correspondiente a un ciclo volcánico explosivo, integrando los depósitos piroclásticos distribuidos en amplias zonas del sud del Neuquén, entre las que se encuentra la depresión de la Fosa del Collón Cura.

Las conclusiones alcanzadas por Groeber (1929), lo llevaron a relacionarla con lluvias de cenizas, origen este también sustentado por Galli (1969 a y b) y otros autores posteriores. Cabe destacar que todos los afloramientos expuestos en el presente perfil y otros observados en la cuenca del río Collón

Cura, característicamente carecen de estratificación, aspecto asimismo mencionado por distintos autores en el ámbito de su desarrollo regional. Este tipo de estructura sedimentaria, en opinión de Ross y Smith (1961), y Pettijohn *et al.* (1972), es distintivo en las acumulaciones piroclásticas originadas por lluvias de cenizas. Por otra parte, Teruggi *et al.* (1978) consideran que la falta de una estratificación marcada estaría vinculada con procesos de alteración y/o edafización. Al respecto, en los depósitos del área estudiada, no se han observado evidencias que permitan inferir la obliteración de la estructura considerada mediante dichos procesos. Sólo en contados casos registrados en otras localidades, se presentan suelos pedocálcicos exclusivamente desarrollados en la parte basal de la entidad.

Teniendo en cuenta los antecedentes referidos a estructuras sedimentarias desarrolladas por lluvias de cenizas y los resultados de las observaciones en la zona, se considera razonable admitir que la estructura maciza habitualmente expuesta por la Formación Collón Cura, es *primaria* y que tal reconocimiento no concuerda con aquéllas que apoyan un origen en lluvias de cenizas; en consecuencia queda así planteada la problemática acerca de los procesos que participaron en la acumulación de esta unidad.

Lista de trabajos citados en el texto

- Código de Nomenclatura Estratigráfica, 1972. Asoc. Geol. Arg., Serie "B" (Didác. y Compl.), 2. Buenos Aires.
- Dessanti, R. N., 1972. *Andes Australes septentrionales*. En *Geología Regional Argentina*, ed. A. Leanza, Acad. Nac. Ciencias: 665-706, Córdoba.
- Galli, C. A., 1969 a. *Descripción geológica de la Hoja 35a, Lago Aluminé, Prov. del Neuquén*, Direc. Nac. Geol. Min., Bol. 108. Buenos Aires.
- 1969 b. *Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila, Prov. del Neuquén y Río Negro*. Direc. Nac. Geol. Min. Bol. 111. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao, Prov. de Río Negro*. Fund. Bariloche, Dep. Rec. Nat. Energ., Publ. 16. San Carlos de Bariloche.
- González Díaz, E. F. y F. E. Nullo, 1980. *Cordillera Neuquina*. En *Geología Regional Argentina*, ed. J. C. Turner Acad. Nac. Ciencias, II: 1099-1147. Córdoba.
- Groeber, P., 1927. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Direc. Gral. Min., Geol. Hidrog., Publ. 58, Buenos Aires.
- 1947 *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70', 2 Hojas, Sosneado y Maipo*. Asoc. Geol. Arg., Rev. II (2): 141-176, Buenos Aires.
- 1957. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'*. Museo Arg. Cienc. Nat. Bernardino Rivadavia, Rev., Cienc. Geol. 1 (5): 1-352, Buenos Aires.
- Ingram, R. L., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 65: 937-388.
- Lerbekno, J. F., 1957. *Authigenic montmorillonoid cement in andesitic sandstone of central California*. Jour. Sed. Petrology, 27: 298-305.

- McKee, E. D. y G. W. Weir, 1953. Terminology for stratification and cross-stratification. Geol. Soc. Amer. Bull. 64: 381-390.
- Pettijohn, F. J., P. E. Potter y R. Siever, 1973. *Sand and Sandstone* Ed. Springer-Verlag, N. York-Heidelberg-Berlin.
- Roth, S., 1899. *Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de los territorios de Río Negro y Neuquén*, Museo de La Plata, Rev. IX: 141-197. La Plata.
- Ross, C. S. y Smith, R. L., 1961. *As flow tuffs: their origin. Geologic relations and identification*. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 366.
- Teruggi, M. E., M. M. Mazzoni, B. A. Spalletti y R. R. Andreis, 1978. *Rocas piroclásticas. Interpretación y sistemática*. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., Serie "B", 5. Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1973. *Descripción geológica de la Hoja 37a-b, Junín de los Andes, Prov. del Neuquén*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 138. Buenos Aires.
- 1976. *Descripción geológica de la Hoja 36a, Aluminé Prov. del Neuquén*. Ser. Geol. Nac., Bol. 145, Buenos Aires.
- Valencio, D. A., E. Linares y K. M. Creer (1970) *Paleomagnetism and K-Ar Ages of Cenozoic Basalts from Argentina*. Geophys J. R. Astr. Soc., 19: 147-164.

Recibido: 1º de Junio de 1983.
Aceptado: 8 de Junio de 1984.

E. F. GONZALEZ DIAZ

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 2º Piso
(1060) Buenos Aires

J. C. RIGGI

CONICET
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - 12º Piso
(1060) Buenos Aires

ISOTOPOS ESTABLES DEL OXIGENO EN EL AGUA SUBTERRANEA DEL ACUIFERO PROFUNDO DE BAHIA BLANCA

ALFREDO G. BONORINO y HECTOR O. PANARELLO

Resumen

La cuenca hidrogeológica de Bahía Blanca es la más importante del sur de la provincia de Buenos Aires y una de las de mayor interés del país, debido a que es portadora de un acuífero de 500 o más metros de profundidad en la cuenca, con aguas de excelente calidad, gran caudal de surgencia y alta temperatura. Sin embargo, aún pesan algunos interrogantes sobre el origen de las aguas, su termalismo, extensión areal y ubicación del área de alimentación.

Este informe expone los resultados preliminares obtenidos del estudio de la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en las aguas superficiales y subterráneas de la vertiente occidental de las sierras de La Ventana y Curamalal y en las del acuífero profundo de la cuenca de Bahía Blanca, con las que se trata de buscar una conexión.

Se concluye que el contenido de ^{18}O en las aguas se infiltran en la franja periserrana es bastante similar a las del acuífero profundo, lo cual permite reafirmar la idea de su conexión. Sin embargo, los valores algo más negativos de estas últimas permiten inferir que la recarga que caracteriza los elementos de volumen muestreados ocurrió en una época más fría que la actual, sobre el Pleistoceno tardío y Holoceno, que explicaría el fenómeno de fraccionamiento isotópico.

Para corroborar las ideas elaboradas sobre el origen del agua, circulación y clima reinante durante la alimentación, se propone un estudio más amplio y de detalle que incluye la investigación de otros isótopos estables, (D (= ^2H) y ^{13}C , el radiactivo ^{14}C y la evaluación hidrogeoquímica de las aguas.

Introducción

En el año 1912, con la perforación del pozo Argenrich N° 1, practicada por la Dirección Nacional de Geología y Minería se descubre la presencia del acuífero más importante del sur de la provincia de Buenos Aires, cuyas características más salientes son: a) su profundidad, situada entre los 500 y 1100 metros aproximadamente, b) el caudal de surgencia, de unos 100 m³/h promedio a una presión, en boca de pozo, de 5 a 10 atmósferas, c) la calidad de las aguas, que la hacen aptas para todo tipo de uso y d) su temperatura de hasta

Abstract

The hydrogeological basin of Bahía Blanca is located in the southern part of Buenos Aires province, being the most important one.

The deep artesian aquifer, underlying 500 meters or more into the basin, is of great interest due to its thermal properties and to the high production fresh water wells. However there are many unknown features about the location and extension of the recharge area, the thermal anomaly and the origin of water.

This report presents the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in samples of surface and groundwater in the area of Sierra de Curamalal and Sierra de La Ventana and groundwater from the deep artesian aquifer of Bahía Blanca basin.

It was found that the rainwater infiltrating the piedmont hills is quite similar to that of the deep aquifer groundwater. However the latter is slightly more depleted than the former, suggesting than the climatic conditions prevailing at the recharge time, perhaps late Pleistocene or Holocene age, were colder than the present ones.

A more extensive research is proposed in order to establish the groundwater source, flow conditions and climate during the recharge of the deep aquifer. The research plan includes stable isotopes (D, ^{18}O , ^{13}C) and ^{14}C measurements as well as water hydrochemical evolution analyses.

72°C que crea la posibilidad de un aprovechamiento térmico.

Las características citadas son las que se observaron en casi 70 perforaciones realizadas, con fines de abastecimiento industrial y de agua potable, desde entonces hasta la fecha principalmente en el área de Bahía Blanca y Punta Alta.

Si bien el conocimiento hidrológico de la cuenca de Bahía Blanca fue incrementándose a medida que se efectuaban nuevas obras de explotación, se desconocen aún aspectos fundamentales tales como: a)

identificación de la fuente de recarga, b) la ubicación geográfica de la zona de alimentación, c) el origen de la elevada temperatura y d) la extensión precisa de la cuenca, habiéndose formulado, a tal efecto, distintas hipótesis por quienes han estudiado la hidrogeología de la región de Bahía Blanca, Wichmann (1918) y García y García (1964). Wichmann supone que la corriente subterránea viene de dirección noroeste y su región de afluencia se debe buscar a gran distancia. Considera que, por la forma de la cuenca, el horizonte acuífero debe, tal vez, ser considerado como desagüe de las zonas de precipitación de las regiones de San Luis y Mendoza. Asigna, además, la termalidad del agua al hecho de pasar por profundidades mayores o zonas donde se hacen sentir, en la profundidad, influencias plutónicas.

A juicio de García y García, las teorías más factibles serían las que establecen que el origen de las aguas profundas de la cuenca de Bahía Blanca se encuentra en la sierra de La Ventana y la que supone que proviene de regiones lejanas ubicadas en el centro y oeste del país. Estos autores comparten con Wichmann la idea de un origen remoto de estas aguas.

Lerman (1966) llevó a cabo un reconocimiento de isótopos en aguas superficiales y subterráneas del país. Las conclusiones de su estudio hacen más aceptable la hipótesis de recarga en las laderas de la sierra de La Ventana. Estas conclusiones están basadas en la edad subterránea de Bahía Blanca, entre 8500 y 11.300 años, según indica el contenido de ^{14}C , y en la velocidad de circulación y de la dirección del flujo subterráneo que el autor calcula. Lerman descarta que la recarga se opere en la región de Córdoba o San Luis porque el contenido de ^{18}O en el agua subterránea de Bahía Blanca difiere apreciablemente del que se encuentra en esos lugares y en los ríos andinos o patagónicos. Además la distancia recorrida por el agua a la velocidad calculada, junto con la dirección del flujo señalan a la sierra de La Ventana como lugar más probable de la recarga.

La investigación preliminar iniciada, cuyos resultados son expuestos en este trabajo, propone aportar nuevos elementos hidrológicos que sirvan para esclarecer las incógnitas mencionadas, confirmando algunas de las hipótesis formuladas al respecto y poner en marcha un plan de investigación

más detallado, que se señala a continuación.

Metodología de trabajo propuesta

El proyecto de investigación* elaborado para la cuenca de Bahía Blanca se basa en el estudio de la evolución geoquímica del agua subterránea aplicando las técnicas hidroquímicas isotópicas, radioisotópicas y de gases nobles.

Se ha comenzado ya a realizar un inventario de las perforaciones profundas que se encuentran o no en servicio y un muestreo de agua, en cada una de las obras de explotación, para la determinación de las propiedades físicas y químicas como así también la determinación de la concentración de los iones fundamentales y de algunos oligoelementos disueltos en ella.

Se ha previsto el muestreo de aguas de los cursos superficiales de la vertiente occidental de la sierra de La Ventana a fin de poder buscar una correlación hidroquímica entre las aguas de los pozos profundos y las que se infiltran en esa área.

La representación y estudio de los análisis químicos, mediante el empleo de gráficos y diagramas (Schoeller, Stiff, Rurov, etc.), mapas hidroquímicos e índices hidrogeoquímicos, permitirá observar las variaciones espaciales de la composición química y efectuar comparaciones iónicas de las aguas, lo cual aportará información sobre el tipo de terreno en el que se mueve el agua, sobre la acción de fenómenos químicos modificadores de su composición y sobre el grado de evolución en la circulación regional.

Se ha contemplado la determinación de isótopos estables, deuterio (^2H o D), oxígeno-18 (^{18}O) y carbono-13 (^{13}C) y el radioisótopo carbono-14 (^{14}C) en aguas superficiales y subterráneas.

Los isótopos ambientales ^2H y ^{18}O son considerados como trazadores naturales, ya que los procesos físicos y meteorológicos responsables del transporte del agua en las distintas etapas de su ciclo le imprimen una característica isotópica particular (Panarello y Parica, 1984).

El análisis de los valores δD y $\delta^{18}\text{O}$ * y de la relación entre los mismos pueden

* Proyecto que cuenta con el apoyo financiero de la Subsecretaría de Ciencia y Tecnología y la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires.

aprovecharse para obtener conclusiones sobre el origen del agua y su comportamiento, sobre la zona de alimentación, los procesos de mezcla y su temperatura en profundidad.

La relación $\delta D/\delta^{18}O$ permitirá efectuar observaciones sobre el origen y evolución del agua subterránea. La datación mediante ^{14}C proporcionará información acerca del movimiento del agua subterránea y, como consecuencia, de su área de infiltración.

Las aguas subterráneas llevan disueltos gases naturales tales como neón (Ne), kriptón (Kr), xenón (Xe), argón (Ar), helio (He) y radón (Rn). Los tres primeros posibilitan reconocer la temperatura del medio ambiente durante la recarga, mientras que los restantes pueden indicar, además, la temperatura de aguas muy calientes en profundidad. La inclusión en esta investigación, del estudio de gases nobles en el agua subterránea, tiene carácter tentativo, pues la técnica para su determinación aún no ha sido implementada en nuestro país.

El presente estudio se complementará con una recopilación de toda la información geológica que se ha producido en los últimos 20 años, proveniente de nuevos pozos ejecutados hasta el acuífero profundo y de recientes investigaciones geofísicas llevadas a cabo en la región.

Los resultados que se esperan obtener ampliarán el conocimiento hidrogeológico de la cuenca de referencia, una de las más importantes del país, desde el punto de vista del recurso hídrico y geotérmico, y posibilitarán establecer nuevas pautas técnicas para el aprovechamiento racional de estos recursos.

Características morfológicas y climáticas del área de estudio

Comprende la denominada cuenca de Bahía Blanca, ubicada en el sudoeste de

° Está definido como:

$$\delta^{18}O = 1000 \frac{(^{18}O/^{16}O)_M - (^{18}O/^{16}O)_E}{(^{18}O/^{16}O)_E} \text{‰}$$

$\delta^{18}O$ = Desviación isotópica (‰)

$(^{18}O/^{16}O)_M$: Relación isotópica en la muestra.

$(^{18}O/^{16}O)_E$: Relación isotópica en el estándar, SMOW o V-SMOW según Craig (1961) y Gonfiantini (1978).

δD : se define en forma análoga pero usando la relación deuterio/hidrógeno (D/H).

la provincia de Buenos Aires, figura 1, comprobándose su extensión en una superficie de forma triangular, cuyos vértices se encuentran en la estación La Vitícola, el balneario Chapalcó y la Base de Infantería de Marina Baterías, ampliándose los trabajos de campo hasta la sierra de La Ventana sobre el sector que cubre las vertientes occidentales de esta sierra, totalizando 7500 km².

El elemento orográfico más importante lo constituyen los cordones de las sierras de Curamalal y de La Ventana, cuya altura máxima se encuentra en el cerro Tres Picos con 1243 metros s.n.m. Desde el pie de monte de la sierra, a una altura de 400 metros s.n.m. aproximadamente, se extiende una suave llanura cortada por cursos de agua que la atraviesan, hasta las proximidades de la costa e interrumpida en el sudoeste por una depresión alargada que va desde la misma costa hasta algunos kilómetros más al oeste del meridiano 64° y en cuyo interior se desarrolla el salitral de La Vidriera, las salinas Chicas y la laguna Chasicó cuyos fondos, en especial en los dos últimos casos, se encuentran a algunas decenas de metros bajo el nivel del mar.

La red de drenaje principal se origina en la vertiente occidental de los cordones de La Ventana y Curamalal y a excepción del arroyo Chasicó que desagua en el bajo formado por la laguna homónima, el resto de los colectores, arroyos Sauce Chico, Saladillo de García, Saladillo o Dulce, Napostá Grande, Napostá Chico y el río Sauce Grande constituyen un sistema de cursos con desagüe atlántico de carácter permanente.

La distribución areal de las precipitaciones observa una disminución desde el norte hacia el sudoeste oscilando entre 627 milímetros anuales, en el sector serrano, Saavedra, hasta los 487 milímetros anuales, en el sudoeste, Médanos y 384 milímetros anuales en P. Luro en el sur. La isoyeta anual de 500 milímetros pasa un poco al sur de la ciudad de Bahía Blanca. La distribución de las precipitaciones define dos estaciones lluviosas, otoño y primavera, y una seca, invierno.

Según la clasificación climática de Thornthwaite el sector norte del área de estudio posee un clima subhúmedo seco con pequeños excesos de agua, mientras que el centro y sur es semiárido sin ningún

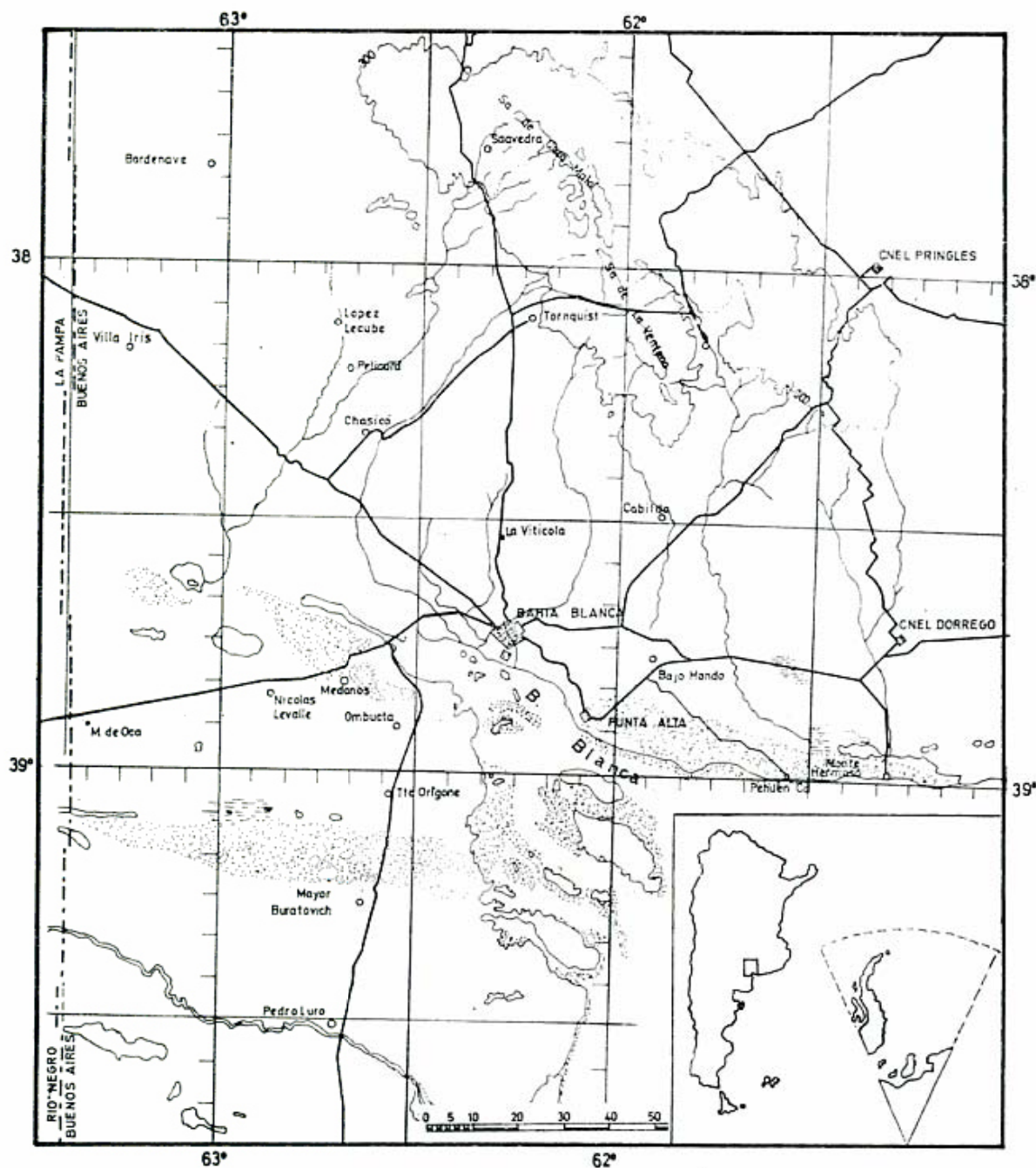


Fig. 1. — Area de estudio.

excedente de agua. Según ello, se puede suponer que en el sector occidental de las sierras de La Ventana existen condiciones favorables para que ciertos volúmenes de agua puedan escurrirse e infiltrarse, viéndose aumentadas las posibilidades del segundo de los procesos mencionados por la alta permeabilidad del relleno aluvial pedemontano.

La DYMAS (1974) calculó, para la estación Pigüé una lámina de 147 milí-

metros de excesos pluviales que podrían infiltrar y escurrir, valor que comprobó no se contraponen con los módulos determinados para los cursos principales del área de trabajo.

Hidrogeología

El área de estudio se encuentra enmarcada en el denominado ambiente hidrogeo-

CUADRO 1. — Sinopsis hidroestratigráfica para la cuenca de Bahía Blanca según la DYMAS (1974)

Edad	Formación	Hidroestratigrafía	Litología	Hidrogeol.	N.P.	Q Inicial	Calidad del agua
MIOCENO INFERIOR A CUATERNARIO	PAMPA --- ? ---	SECCION EPIPARANIANA	Limos loessoides con niveles de tosca Arenisca fina Arcilla parda Yesífera Areniscas Arena fina	Acuífero	Libre	60a 100 m ² /h	B-R-M
	CHASICO			Acuitardo Acuífero			R
	BARRANCA FINAL (VERDE)	SECCION PARANIANA	Arcilla verde Arena fina Arcilla verde Grava y arena gruesa Arcilla verde	Acuícludo Acuífero Acuícludo Acuífero Acuícludo	Surg. Surg.		S S
	OMBUCTA ROJO	SECCION HIOPARANIANA	Arcilla roja arenosa Arena Arcilla rojiza con intercalaciones arenosas Arena gruesa Arenisca fina arcillosa	Acuitardo Acuífero	Surg.		B
CRETACICO SUP. A PALEOCENO	SECCION HIOPARANIANA			Lutitas y arcilitas oscuras calcáreas y arenosas	Acuitardo Acuífero Acuitardo	Surg.	B
		CRETACICO INF. A MEDIO	?				
PRE-CRETACICO	BASAMENTO PRE-CRETACICO	BASAMENTO IMPERMEABLE	Metamórficas Intrusivas ácidas Sedimentitas paleozoicas	Acuífugo			

lógico de la cuenca de Bahía Blanca. El esquema hidroestratigráfico, Cuadro 1, ha sido elaborado por la DYMAS, *op. cit.*, y en forma sucinta se describe a continuación.

Sección Basamento Hidrogeológico: Compuesta, en la zona de estudio, por rocas de las sierras Australes de la provincia de Bue-

nos Aires, granitos, riolitas, areniscas, cuarcitas, a las que se le ha asignado edad precámbrico-paleozoica, Harrington (1972). En el subsuelo ha sido localizado en la perforación de Pelicurá (—452 m, esquistos). La información geológico-geofísica permite observar un hundimiento del basamento hacia el sur y el este cuya estructura estaría afectada por fallas de rumbo noroeste.

CUADRO 2. — Análisis de muestras de agua subterránea del acuífero profundo de Bahía Blanca por Lerman (1968)

Análisis Nº	Perforación		HCO ₃ ⁻ (meq/l)	δ ¹³ C ‰	δ ¹⁸ O ‰	¹⁴ C * %	Edad (años)**
	Lugar	Prof.					
GrN-5112	B. Blanca	694 m	3,3	-11,5	-6,4	29,3 ± 0,3	8550 ± 85
GrN-5113	G. Cerri	741 m	3,4	-10,5	-6,5	26,7 ± 0,3	9320 ± 100
GrN-5058	P. Belgrano	960 m	3,8	-10,6	-6,6	20,8 ± 0,3	11340 ± 120

Referencias: * % de carbono moderado; ** años antes del presente.

Sección Hipoparaniana: Comprende dos subsecciones, la inferior, sólo reconocida en las perforaciones Ombucta 1 y Bahía Blanca 9 e inferida para la más profunda por geofísica y la superior conocida como "Mioceno Rojo". Esta última está compuesta por areniscas con intercalaciones de arcillas y conglomerados, habiéndose medido espesores de 45 metros de Anzoátegui, 267 metros en Algarrobo, 960 metros en Bahía Blanca 9 y más de 172 metros en Pelicurá.

En la región de Bahía Blanca la subsección superior es portadora de un número variable de niveles productivos de aguas de baja salinidad y altos caudales de sugerencia, que conforman el acuífero principal objeto de la presente investigación.

Sección Paraniana: Se trata de arcillas verdosas con intercalaciones arenosas de origen marino, dispuestas discordantemente sobre la sección anterior. Hidrogeológicamente se comporta, en general, como acuícluda con algunas intercalaciones acuíferas portadoras de aguas cloruradas altamente salinizadas.

Sección Epiparaniana: La componen limos arcillosos y arenosos pardo rojizos. Formación Chasicó, que pasan lateralmente hacia el sur a arenas azuladas medianas a gruesas con intercalaciones tobáceas conocidas como "Areniscas Rionegrenses". Son sedimentos continentales de edad pliocena que alcanzan los 200 metros de espesor (Argerich 1), suprayacen a la formación anterior y a su vez están cubiertos por la formación Pampa compuesta por rodados, limos arenoarcillosos y loess con niveles de tosca y que finaliza con todos los depósitos de sedimentos más recientes.

La sección, desde el punto de vista hidrogeológico, es contenedora de acuitardos alterados con acuíferos cuyas aguas son de calidad muy variable, disminuyendo la mis-

ma desde los sectores periserranos y cadenas de médanos hacia las depresiones salinas y fajas costeras.

Evaluación preliminar del acuífero con oxígeno-18 (¹⁸O)

Introducción

Se ha señalado en la introducción que una de las hipótesis formuladas para explicar la alimentación del acuífero profundo asigna como posible zona de regada la ubicada en las proximidades de la sierra de La Ventana. Antes de poner en marcha el plan de investigación expuesto en 2. se efectuó un muestreo y consecuentemente la determinación de δ¹⁸O en aguas superficiales y freáticas del sector serrano y subterráneas de pozos profundos que explotan el acuífero del Mioceno rojo con el propósito de encontrar una conexión entre las mismas o, en su defecto, descartar definitivamente esta posibilidad.

A aquella posibilidad se le objeta lo de no existir afloramientos de la capa acuífera.

Lerman, *op. cit.*, realizó determinaciones de δ¹⁸O * en aguas de tres pozos profundos de la zona. Cuadro 2. Comparando los resultados con otros obtenidos en aguas superficiales y subterráneas del sector norte y oeste cordillerano del país principalmente, dedujo que, teniendo en cuenta además el contenido de ¹⁴C en aquellas, la infiltración y recarga del acuífero profundo es posible que ocurra en las laderas de sierra de La Ventana por cuanto el contenido de ¹⁸O en las aguas del acuífero profundo difiere del que poseen los ríos andinos y corresponde al que deberían tener las aguas

* No son directamente comparables con las obtenidas en INGEIS ya que no hubo una intercalibración previa.

en el sector serrano conforme la temperatura ambiente para la época de precipitaciones.

Se trata entonces, de demostrar que los valores de la composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ que poseen las aguas superficiales y subterráneas de la capa freática y algo más profundas en el sector periserrano occidental son correlacionables con los que poseen las aguas subterráneas del acuífero profundo, lo cual se confirmaría con una investigación sistemática del otro isótopo estable, el D, y el radiactivo ^{14}C .

Isótopo estable ^{18}O

Las variaciones de isótopos ambientales en la composición de las aguas de infiltración pueden utilizarse como una herramienta hidrogeológica complementaria para la resolución de problemas específicos en el aprovechamiento de los recursos hídricos de una región, especialmente donde el área de estudio alcanza a varios miles de kilómetros cuadrados. Se trata de un proceso de trazado a gran escala causado por fenómenos naturales.

En Panarello y Parica, *op. cit.*, se explican los principales factores que modifican la composición isotópica del oxígeno.

La composición isotópica puede ser modificada también por la evaporación, ya sea que ésta opere sobre el agua superficial, sobre la humedad del terreno próxima al nivel freático o sobre el agua de la zona saturada produciendo un enriquecimiento isotópico del agua evaporada.

Ocasionalmente, aguas subterráneas viejas, formadas en climas distintos al presente, muestran una característica isotópica diferente de la que presentan aguas locales recientes. En diferentes regiones del mundo se ha demostrado que aguas subterráneas tienen un contenido isotópico más bajo en D y ^{18}O que el agua moderna de precipitación, causado por el efecto de edad, o sea que la recarga se produjo en una época de mayor humedad y menor temperatura.

En este estudio preliminar se tratará de aprovechar los efectos mencionados, los que se observan en distintas situaciones geográficas e hidrológicas.

Recolección de muestras y determinación de $\delta^{18}\text{O}$

Se realizó para cada cuenca hídrica un muestreo ordenado en los distintos cursos

que drenan el área de estudio, figura 2, a saber: arroyos Chasicó y Cochenleufú, Sauce Chico, Napostá Grande, Napostá Chico y en los ríos Sauce Grande y Colorado. En cada cuenca se efectuó una toma de agua superficial en el sector serrano o cabeceras, otra en la llanura, parte media o inferior, otra en la capa freática a distintas altitudes, entre los 130 metros y los 300 metros s.n.m. y además, en sólo dos casos, en el acuífero sub-superficial situado en aproximadamente 60 metros de profundidad. La tarea se completó con la obtención de muestras de agua subterránea del acuífero profundo en distintos pozos ubicados en el éjido de Bahía Blanca y alrededores: Grunbein, Argerich, Ombucta, P. Luro y Base de Infantería de Marina Baterías. Se totalizaron 28 muestras, de las cuales 12 correspondieron a aguas superficiales, 6 a aguas subterráneas someras y 10 a subterráneas profundas.

Técnica experimental

Los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ se llevaron a cabo por la técnica de Epstein y Mayeda (1953), Roether (1970) y modificada como se describe en Panarello y Parica, *op. cit.*, en los laboratorios del INGEIS.

El dióxido de carbono en equilibrio con cada una de las muestras fue medido en un espectrómetro de masas Micromass 602-D. Los valores corregidos se expresan como $\delta^{18}\text{O}$ (‰).

Resultados e interpretación

En el Cuadro 3 se consignan las características hidrológicas e isotópicas de las fuentes muestreadas. En el mapa de la figura 2 se han volcado los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) correspondientes a cada lugar donde se llevó a cabo el muestreo de agua superficial y subterránea.

Las aguas superficiales poseen una relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, cuyos valores varían entre $\delta^{18}\text{O} = -14,3$ ‰ y $-4,2$ ‰. En general se puede observar el efecto de altitud con valores más negativos, $-7,0$ ‰, en el sector más elevado situado en la sierra de La Ventana y Curamalal, aumentando a $-6,0$ ‰ cerca de General Cerri, sobre la costa. Esta regla sufre modificaciones al intervenir el efecto de evaporación sobre las

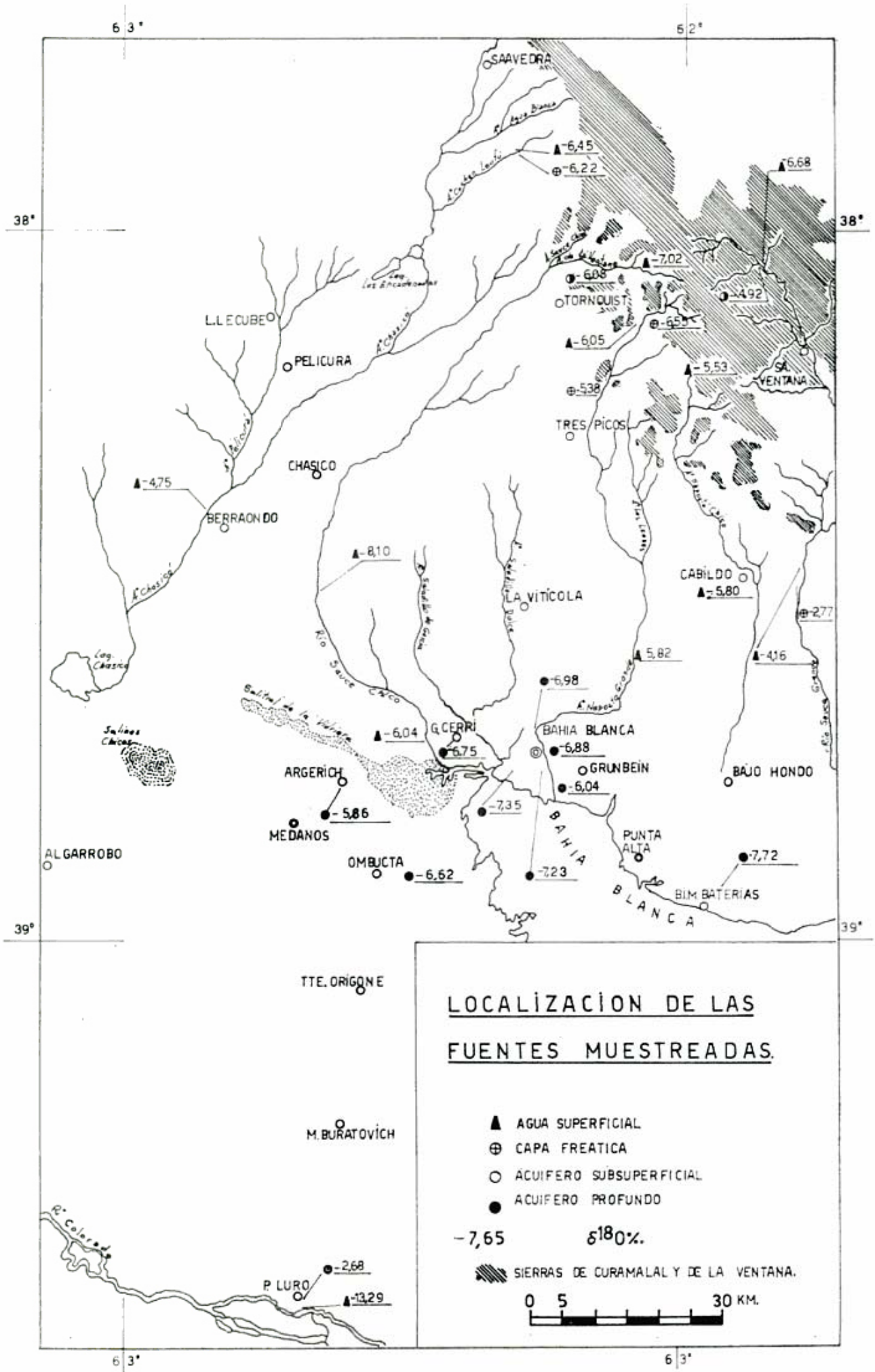


Figura 2. — Localización de las fuentes muestreadas.

CUADRO 3. — Datos hidrogeológicos e isotópicos.

Muestra Nº	Toponimia	Nombre de la Cuenca	Tipo de fuente	Altitud n.s.n.m.	Profun- didad del acuífero (m)	Tempera- tura (°C)	Salinidad calculada (mg/l)	$\delta^{18}O \pm 0,2$ ‰
1.1	Arroyo Cochenleufú y Ruta Nac. Nº 33	Arroyo Chasicó	Curso superficial	290	—	9	150	-6,4
1.5	Establecimiento El Placer	"	Capa freática	295	10	14	319	-4,9
1.3	Arroyo Chasicó y Ruta Nac. Nº 35	"	Curso superficial	82	—	5,5	2.221	-4,7
2.1	Estancia La Ventana, Arroyo Ventana	Río Sauce Chico	Curso superficial	340	—	8	340	-7,0
2.4	Establecimiento La Cabaña	"	Acuífero subsuperficial	330	60	18	361	-6,1
2.2	Arroyo Sauce Chico y Ruta Nac. Nº 35	"	Curso superficial	85	—	6,5	458	-8,0
2.3	Arroyo Sauce Chico y Ruta Nac. Nº 3	"	Curso superficial	11	—	12	574	-6,0
5.1	Hogar Funke	Arroyo Napostá Grande	Curso superficial	300	—	10	76	-6,0
5.4	Hogar Funke	"	Capa freática	310	10	15	226	-6,5
5.5	Establecimiento Tres Picos	"	Capa freática	258	10	15	476	-5,4
5.2	Puente Camesa	"	Curso superficial	87	—	7	568	-5,8
6.2	Puente Cabildo	Arroyo Napostá Chico	Curso superficial	145	—	8	308	-5,8
6.1	Arroyo Sombra de Toro	"	Curso superficial	300	—	10	77	-5,3
7.1	Arroyo Sombra de Toro y Ruta Nac. Nº 76	"	Curso superficial	290	—	9	180	-6,7
7.4	Villa Don Bosco	Río Sauce Grande	Acuífero subsuperficial	270	58	14,5	603	-4,9
7.2	Río Sauce Grande y Ruta Nac. Nº 51	"	Curso superficial	124	—	10	701	-4,2
7.5	Establecimiento La Filomena	"	Curso superficial	130	6	16,5	645	-2,8
8.15	Paso Vanoli - A.C. 11	Bahía Blanca	Capa freática	40	674	57	823	-7,0
8.9	Vivero Argerich	"	Acuífero profundo	15	700	53	1.021	-5,9
8.11	Hotel Barragán - P. Luro	"	Acuífero profundo	20	948	67	77.400	-2,7
8.12	Establecimiento La Verderín - Ombucta	"	Acuífero profundo	14	847	64	3.878	-6,6
8.4	Complejo Cerri-Gas del Estado	"	Acuífero profundo	9	614	57	715	-6,7
8.5	Parque de Mayo-B. Bca.-A.C. 8	"	Acuífero profundo	28	708	53	815	-6,9
8.1	R. P. La Isaura-Ba. Bca.	"	Acuífero profundo	6	700	60	429	-7,3
8.3	Estación F.F.C.C. Spurr	"	Acuífero profundo	9	743	62	589	-7,2
8.14	Seminario Arquidiócc. Grunbein	"	Acuífero profundo	65	706	61	412	-6,0
8.8	Base Infantería Marina Baterías	"	Acuífero profundo	10	1.100	74	1.191	-7,7
9.1	Río Colorado y Ruta Nac. Nº 3	Río Colorado	Curso superficial	14	—	9	601	-14,3

aguas superficiales o también por alimentación de aguas subterráneas más evaporadas a los cursos menos caudalosos, con el consiguiente aumento $\delta^{18}\text{O}$ que llega $-5,8\text{‰}$, arroyo Napostá Grande y $-4,7\text{‰}$ arroyo Chasicó. Se destaca una muestra de $\delta^{18}\text{O} = -4,2\text{‰}$, muestra N° 7.2 sobre el río Sauce Grande, que pone de manifiesto el fenómeno de fraccionamiento por evaporación que se produce en el embalse del dique Paso Piedras, ubicado a pocos kilómetros aguas arriba del lugar.

En el sur del área de estudio, el agua del río Colorado, con una concentración isotópica muy empobrecida, $-14,3\text{‰}$, indica el carácter del alóctono de las mismas. Esta concentración de ^{18}O se corresponde con la que tienen las aguas de la región cordillerana, Lerman, *op. cit.*

Una anomalía a la que no se le halla explicación la constituye la muestra N° 2.2. con un $\delta = -8,1\text{‰}$ valor demasiado bajo para la región.

Las aguas subterráneas freáticas y subsuperficiales muestreadas en el sector serrano presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ más uniformes y algo más livianos que los que poseen las aguas superficiales del lugar, lo que indica una rápida infiltración e incorporación del agua de lluvia al acuífero, operándose un ligero fraccionamiento por evaporación. Una variante la presenta la muestra N° 7.4. con una concentración isotópica de $\delta = -4,9\text{‰}$ algo pesada para el sector y más aún la N° 7.5 con un $\delta = -2,8\text{‰}$ que corresponde a un tipo de agua freática muy evaporada. A pesar del reducido número de muestras analizadas, se puede observar que estas aguas subterráneas acusan también el efecto de la altitud.

Las aguas subterráneas del acuífero profundo de Bahía Blanca presentan en general, valores algo más ligeros o negativos $\delta^{18}\text{O}$ que las superficiales, diferencia que se acentúa sobre las subterráneas freáticas y subsuperficiales, no obstante se encuentran dentro o cercanas al rango de las superficiales que circulan por el sector serrano, figura 3. Ello estaría demostrando que el área de infiltración del acuífero tendría un ambiente serrano, sierra de La Ventana, pero que la alimentación tuvo lugar en un clima algo más frío que el actual, cuando, muy probablemente, se produjeron lluvias más ligeras, como lo indican los valores $\delta^{18}\text{O}$ más negativos que los poseen las aguas superficiales actuales del lugar. Teniendo

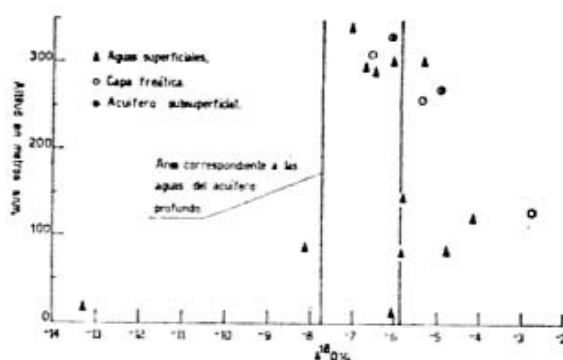


Fig. 3. — Diferentes tipos de aguas muestreadas.

en cuenta la edad de estas aguas muestreadas determinada por Lerman, *op. cit.*, Cuadro 2, de unos 10.000 años de antigüedad, el momento de su infiltración se remonta aproximadamente al límite Pleistoceno-Holoceno que corresponde a la finalización de la fase climática cataglacial que cierra un ciclo glacial según Fairbridge (1972). La investigación de otros isótopos estables y radiactivos, y de la relación $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ confirmará algunas o ambas de estas presunciones.

Las aguas del acuífero profundo observan, además, una tendencia a tener valores más negativos hacia el sudeste, por ejemplo la N° 8.8. que tiene una concentración isotópica de $\delta^{18}\text{O} = -7,7\text{‰}$. Esta circunstancia parecería obedecer a la edad del agua, ya que son aguas que se han infiltrado antes que las del sector noroeste del área de Bahía Blanca, de donde se supone que la alimentación ocurrió en condiciones climáticas más frías aún. Esta suposición podrá confirmarse una vez determinada la edad del agua del pozo en cuestión. Si se verifica que esta discontinuidad corresponde a un enfriamiento de las condiciones del tiempo durante el límite Holoceno-Pleistoceno y, tomando como referencia, que el enriquecimiento de ^{18}O en el agua de lluvia, según Forstel *et al.* (1974), es de $0,4\text{‰}$ por cada grado centígrado, el desmejoramiento climático podría sumar alrededor de 2°C .

Por último, se observa en un pozo profundo, de 968 metros de profundidad, ubicado en la localidad de P. Luro, que el agua posee una composición isotópica de ^{18}O distinta a los valores que corresponden a las aguas subterráneas profundas de la cuenca de Bahía Blanca, muestra N° 8-11 $\delta^{18}\text{O} = -2,7\text{‰}$. Si a esta característica se le agrega la salinidad que posee, que es de alrededor de 77,4 gramos por litro, se puede pen-

sar que su origen respondería a un cuerpo de agua continental evaporada o de agua de mar evaporada pero mezclada con agua de origen continental, ya que, como se sabe, el agua de mar tiene una concentración isotópica de $\delta^{18}\text{O} \approx 0 \text{‰}$, aunque no se excluye la posibilidad de que hallan intervenido también otros mecanismos de salinización.

Conclusiones

El análisis conjunto de la composición isotópica del O en aguas superficiales y subterráneas de la capa freática y subfreática infiltradas en la franja periserrana occidental de la sierra de La Ventana permite inferir una conexión entre éstas y las del acuífero profundo de la cuenca de Bahía Blanca, robusteciendo la idea de que la zona de alimentación de este acuífero se encon-

traría en este área y de que el origen de las aguas es meteórico.

Los resultados logrados en este reconocimiento preliminar justifican la implementación del proyecto de investigación de detalle propuesto en 2. que involucra un muestreo más denso de fuentes de aguas superficiales y subterráneas y el análisis de D y ^{14}C .

El estudio permitirá completar o afirmar las consideraciones sobre el tipo de clima predominante en el momento de la recarga, ocurrida, tal vez 10.000 años atrás, correspondiente al Pleistoceno tardío y Holoceno que se infiere ocurrió en un clima más frío y húmedo que el actual, según lo indica la variación espacial de $\delta^{18}\text{O}$ que presenta el agua subterránea del acuífero profundo.

Contribución Nº 78 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) dependiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Lista de trabajos citados en el texto

- Craig, H., 1961. *Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters*. Science, 12: 133-140.
- DYMAS, 1974. *Contribución al mapa hidrogeológico de la provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000. Zonas de Bahía Blanca y Nordpatagónica*. Inéd. DYMAS (CFI-FBA), La Plata.
- Epstein, S. y T. Mayeda, 1953. *Variation of $\delta^{18}\text{O}$ content of water from sources*. Geochim. Cosmochim. Acta 4: 213-224.
- Fairbridge, R. W., 1972. *Climatology of a glacial cycle*. Quat. Research, 2: 283-302.
- Forstel, H., A. Putral y G. Schleser, 1974. *The world pattern of oxygen-18 in rainwater and its importance in understanding the biogeochemical oxygen cycle. Isotope ratios as pollutant source and behavior indicators*. Proc. Sym. Inter. Atom. Ener. Agen. Vienna: 3-20.
- García, J. y O. M. E. de García, 1964. *Hidrogeología de la región de Bahía Blanca*. Bol. Direc. Nac. Geol. y Min. 96. Buenos Aires.
- Gonfiantini, R., 1978. *Standards for stable isotopes measurements in natural compounds*. Nature 271: 534-536.
- Harrington, H. J., 1947. *Explicación de las Hojas Geológicas 33 m (Sierra de Curamalal) y 34 m (Sierra de La Ventana), Provincia de Buenos Aires*. Direc. Nac. Geol. y Min., Bol. 61, 43. Buenos Aires.
- Lerman, J. C., 1968. *Agua subterránea en Bahía Blanca: Investigación con isótopos*. Cien. e Invest. 24: 315-319.
- Panarello, H. O., y C. A. Parica, 1984. *Isótopos del oxígeno en hidrogeología e hidrología. Primeros calores en aguas de lluvia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXIX (1-2): 3-11, Buenos Aires.
- Roether, W., 1970. *Water CO_2 exchange set-up for the routine oxygen-18 assay of natural water*. Int. J. Applied Rad. Isot. 21: 379-387.
- Wichmann, R., 1918. *Geología e Hidrogeología de Bahía Blanca y sus alrededores (provincia de Buenos Aires)*. An. Min. Agr. Nac. Sec. Geol. y Min., XIII, 1.

Recibido: 7 de julio de 1983

Aceptado: 8 de junio de 1984

ALFREDO G. BONORINO

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Departamento de Ciencias Naturales
Universidad Nacional del Sur
8000 Bahía Blanca

HECTOR O. PANARELLO

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Instituto de Geocronología y Geología Isotópica
Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires