

ANQUIMETAMORFISMO EN ROCAS DEL PALEOZOICO INFERIOR EN EL NOROESTE DE ARGENTINA.

Valor de la cristalinidad de la illita como índice.

por
ALEJANDRO J. TOSELLI *
y
KLAUS WEBER **

SUMMARY

Anchimetamorphism in rocks from low Paleozoic in the NW of Argentina. Measurements of the crystallinity of illite permit a quantitative evaluation of metamorphism in the Negro Peinado and Volcancito formations in the Sierra de Famatina, Falda Ciénega formation in the Puna, and Puncovicana formation in the Cordillera Oriental.

The method Kübler proposed originally was employed, which consists of measuring the width of the peak (001) of the fraction $<2 \mu\text{m}$, in the half of its height. The relative crystallinity C.R. values of Weber was established by using quartz as external standard. The reasons to use the fraction $2 \mu\text{m}$ as indicator are clearly explained, as well as the choice of thick and thin prepares and their dispersal methods. The use of the Esquevín method (1969) as metamorphism indicator was successful only with the rocks of the Falda Ciénega formation.

The crystallinity of the illite does not suffer the influence of the external background in which it is, within the anchimetamorphism medium; but in the diagenetic background the presence of the organic matter (coal or bitumen) delays its recrystallization.

For the classification of the rocks the scheme proposed by Teichmüller et al. (1979) was followed. According to this, the processed samples from Negro Peinado and Volcancito and Puncovicana formations belong almost completely to the anchimetamorphism, while those from the Falda Ciénega formation are predominantly epimetamorphic.

Introducción

El estudio mineralógico-petrográfico de rocas metamórficas de muy bajo y bajo grado, ha tenido en general escaso desarrollo en nuestro país, por la problemática que presentan di-

chas rocas para su clasificación dentro del campo de la diagénesis avanzada, del anchimetamorfismo o del epimetamorfismo.

La utilización de técnicas de difracción de rayos X, junto con los métodos ópticos tradicionales, ha permitido la obtención de datos cuantitativos sobre la evolución alcanzada por dichas rocas.

Específicamente la determinación de la cristalinidad de la illita es utilizada ampliamente por los geólogos europeos, como indicador válido del metamorfismo alcanzado por las rocas pelíticas, cuando no se encuentran paragénesis minerales diagnósticas.

* Facultad de Ciencias Naturales de la U.N.T. - Miguel Lillo 205 - 4000 - S. M. de Tucumán - Argentina.

** Geologisch und Paläontologisch Institut - Goldschmidt str. 3 - 3400 - Göttingen - Alemania Federal.

El objeto de este trabajo es: a) dar a conocer los resultados obtenidos utilizando esta técnica roentgenográfica en la medición de cristalinidad de illita y determinación de los filosilicatos acompañantes en rocas de la Formación Puncovicana en la Cordillera Oriental; Formación Falda Ciénega en la Puna y Formaciones Negro Peinado y Volcancito en las Sierras del Famatina; b) discutir la metodología empleada y la razón de la misma, comparando los resultados obtenidos con los de algunas localidades típicas de Europa y Africa.

La característica general de todas las muestras procesadas, es que pertenecen a bancos esencialmente pelíticos, intercalados en secuencias psamopelíticas, originalmente formadas en condiciones marinas y cuya asignación a un metamorfismo de bajo grado o a una diagénesis avanzada, era discutible.

La identificación de los minerales formadores de las rocas, fue realizada por combinación de métodos ópticos y de rayos X. Los preparados para rayos X fueron hechos por sedimentación y secado al aire a temperatura ambiente y posteriormente glicolados y calcinados.

Sierra de Famatina

No ha sido posible establecer con seguridad las posiciones estratigráficas relativas de las formaciones Negro Peinado y Volcancito, debido a que el contacto litológico entre ambas es siempre por fallas; fósiles, hasta ahora, sólo han sido encontrados en la Formación Volcancito. Pero se ha supuesto que ambas forman parte del mismo ciclo sedimentario-tectónico y que al producirse la orogénesis del Ciclo Famatiniano, se produjo la diferenciación entre ambas (G. Toselli, 1977).

Formación Volcancito: esta formación asignada al Ordovícico s.l., es conocida desde muy antiguo y estudiada entre otros, especialmente por Harrington (en Harrington y Leanza 1957), Turner (1972), Cuerda (1973) y Toselli, G. (1977). Este último distingue dos secciones,

una inferior con *Parabolina argentina-Kainella meridionalis* y otra superior con *Dyctionema flabelliforme*. Las muestras corresponden a pizarras de grano fino, de color negro. Los planos de estratificación presentan deformación por compresión (corrugamiento), el clivaje está desarrollado a lo largo de los afloramientos del río Volcancito, no así en la Peña Negra.

Mineralógicamente se distinguen:

Clorita: identificable por sus reflexiones (002) y (004) fuertes y (001) y (003) débiles, esta característica es típica de las cloritas ricas en hierro. Asimismo los picos mencionados no presentan variación, al ser sometidos a la glicolación.

Illita: es identificable claramente por sus reflexiones (001) y (002) a aproximadamente 10 y 5 Å respectivamente, que muestran escasa variación al ser sometidas a la glicolación. La relación de alturas entre ambos picos según el método de Esquevín (1969), permite establecer que la composición de la capa octaédrica cae dentro del rango composicional de biotita muscovita.

La albita fue identificada tanto por medios ópticos como por difracción de rayos X, al igual que el cuarzo. La piritita también está presente y es de tipo framboidal (ver foto n° 1), y es probablemente el resultado de la

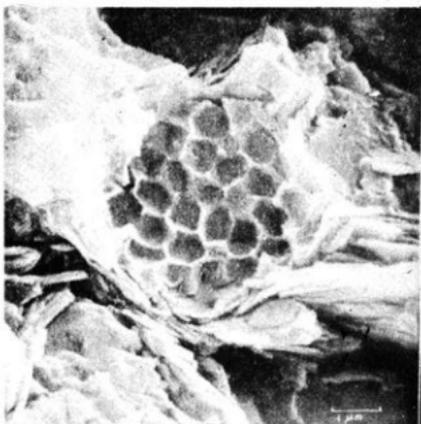
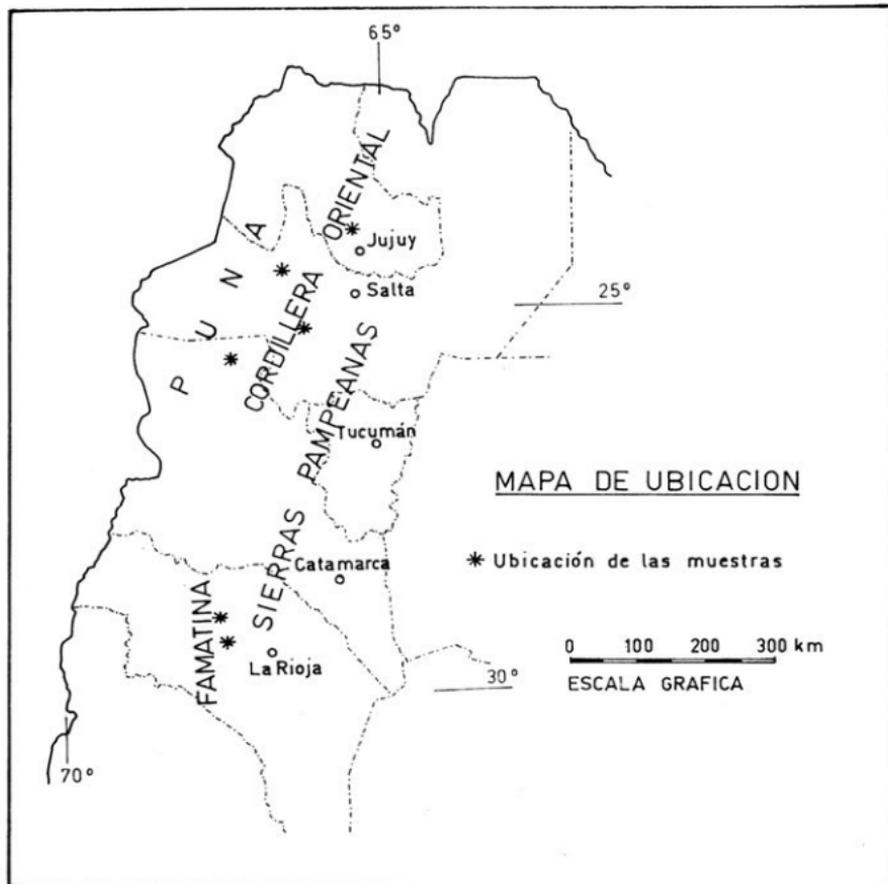


Foto 1.- Piritita framboidal de la Formación Volcancito.

actividad bacteriana en un ambiente reductor. La materia orgánica es de grano fino y abundante, pero su exacta determinación no fue llevada a cabo, aunque probablemente se trate de meta-antracita?. La calcita está presente en algunas muestras, con notable estructura esfrolítica. El yeso fue identificado aisladamente por medio de rayos X y su significado no es claro.

Grado de metamorfismo: la medición de la cristalinidad relativa C.R. alcanzada por la illita en la fracción $< 2 \mu\text{m}$, dio valores entre 140 y 231, claramente todos ellos correspondientes al ambiente anquimetamórfico (ver fig. 1-2) y (cuadro 1).

Formación Negro Peinado: estos terrenos fueron estudiados por numerosos autores, desde



Stelzner (1872), hasta Turner (1960), que creó el término formacional con que se lo conoce actualmente. Las rocas son típicamente pizarras y filitas, de color gris verdosos y grano fino. Pero su comportamiento tectónico la diferencia netamente de la Formación Volcancito. Mineralógicamente se distingue:

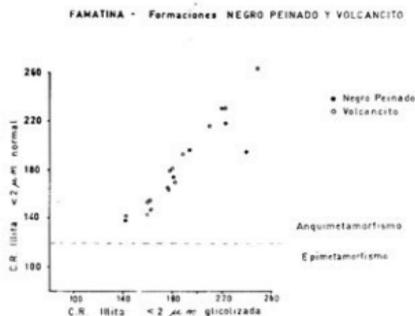


Fig. 1.— Diagrama de C. R. de illita con y sin glicolación, correspondiente a la fracción granulométrica $2 \mu\text{m}$, de las Formaciones Negro Peinado y Volcancito.

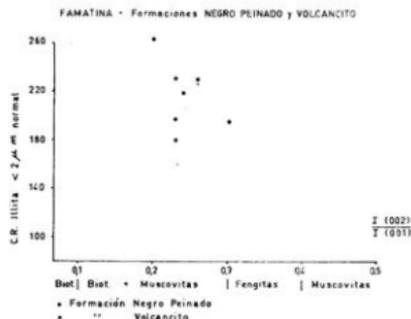


Fig. 2.— Diagrama de relación entre la C.R. de illita y la relación de las reflexiones 002/001, en muestras de las Formaciones Negro Peinado y Volcancito.

Clorita: que fue identificada por sus reflexiones (002) y (004) fuertes y (001) y (003) débiles, que es típico para las cloritas ricas en hierro y que, además, no muestran cambios al ser sometidas a glicolación y calcinación.

Illita: se identifica claramente por sus reflexiones a 10 y 5 Å, que muestran muy poca variación al ser sometidas a la glicolación, lo que indica que hay todavía presentes capas expansibles. La relación de alturas entre ambos picos, según el método de Esquevín (1969), indica que la composición cae dentro del rango de biotita muscovita.

También fueron identificados cuarzo y albita, por microscopía y difracción. La biotita fue reconocida por medios ópticos al igual que la calcita. Minerales opacos son también visibles y probablemente se trate de óxidos de hierro. Material carbonoso se presenta esporádicamente y el yeso se identifica por difracción. En todas las muestras estudiadas se observa una disposición en capas alternantes, unas ricas en illita, con orientación preferencial poco marcada, otras de cuarzo-albita, en las que el cuarzo tiende a recrystalizar en un mosaico más o menos equidimensional, con tendencia idioblástica.

Grado de metamorfismo: la medición de la cristalinidad relativa C.R. de la formación $< 2 \mu\text{m}$ de la illita, dio valores entre 139 y 231, todos correspondientes a la anquizona. Es notable la estrecha similitud que tienen estos valores con los de la Formación Volcancito. (ver fig. 1 y 2) y cuadro 2.

Cordillera Oriental

En esta región se trabajó sobre muestras de la Formación Puncoviscana, de definida edad Cámbrica, en los afloramientos ubicados entre las localidades de Rancagua y Cachi. Asimismo se procesaron muestras de la cantera de Volcán, en la Quebrada de Humahuaca, de edad no establecida y ubicada también en la provincia de Salta.

Las muestras analizadas (Nº 1128, 1132, 1144, 1709 a-b-c y e) corresponden a pizarras de color gris verdoso, interestratificadas entre bancos gravuáquicos que poseen fábrica gradada, típica de un flysch.

Las muestras provenientes de las inmediaciones de la cantera Volcán, tienen los números 1710 a-b-d-e-g y h. Asimismo fue inclui-

da una muestra obtenida al sur-oeste de San Antonio de los Cobres.

La Formación Puncoviscana fue estudiada bajo distintos aspectos estratigráficos, geocronológicos y paleontológicos, entre otros por Turner (1964), Aceñolaza et al. (1976a), Díaz Taddei (1977), Toselli y Aceñolaza (1978) y Toselli (1980).

Las rocas muestran en general un clivaje de crenulación oblicuo a la estratificación original, que en muchos casos es de tipo penetrativo.

Mineralógicamente se distinguen:

Illita: que se identifica en los difractogramas, por las reflexiones basales fuertes de 10 y 5 Å, que sufrieron sólo cambios menores con la glicolación. Las relaciones de altura de las dos primeras reflexiones, dan valores que están comprendidos entre 0,25 y 0,35, correspondientes a los campos de "biotita + muscovita" y "fengitas" de Esquevín (1969).

Clorita: localmente este mineral alcanza gran tamaño, llegando a definir una fábrica moteada, pero normalmente es de grano fino y está finamente dispersa en la roca. Los difractogramas muestran claramente las primeras cinco reflexiones basales. De las intensidades relativas de estos picos, fuertes las (002) y (004) y más débiles (001), (003) y (005), permiten suponer que la clorita es rica en hierro. Ópticamente presenta carácter biáxico positivo, con un 2V muy pequeño. El pleocroísmo es α - verde casi incoloro y β - γ - verde claro.

Esmeclita: se presenta en los difractogramas como un pico ancho, sin ningún máximo claro a aproximadamente 12 Å, que al ser sometida a los vapores del etilén glicol se desplaza a 16 Å y al ser calentada a 180°C, colapsa a 10 Å.

Biotita: se presenta únicamente en la muestra 1132, como pequeñas laminillas finamente dispersas en la masa de la roca, identificables al microscopio.

El cuarzo es común en casi todas las muestras, al igual que los minerales opacos, que probablemente son magnetita, que se presentan tanto en granos aislados, como en inclusiones en los

filosilicatos. La albita es también común en granos pequeños, pero con su maclado bien visible y bajo índice de refracción. Calcita y material carbonoso fueron encontrados esporádicamente.

Grado de metamorfismo: la medición de la cristalinidad relativa de la illita en la cantera de Volcán dio valores extremos comprendidos entre 108 y 204, o sea valores que van desde el epimetamorfismo hasta el anquimetamorfismo, que es dominante. Por otra parte los valores de C.R. de los afloramientos de Rancagua-Cachi dan valores entre 116 y 197, o sea similares a los de Volcán. Lo mismo puede decirse para la única muestra procesada de la Puna, con un valor de C.R. de 159. (ver fig. 3 y 4 v cuadro 3).

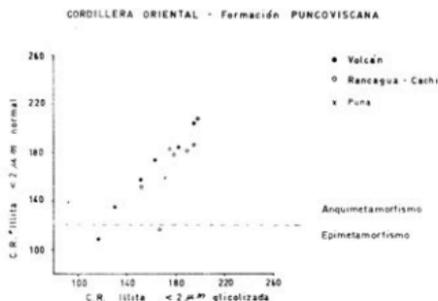


Fig. 3.- Diagrama de C.R. de illita con y sin glicolación correspondiente a la fracción granulométrica 2 µm, de la Formación Puncoviscana.

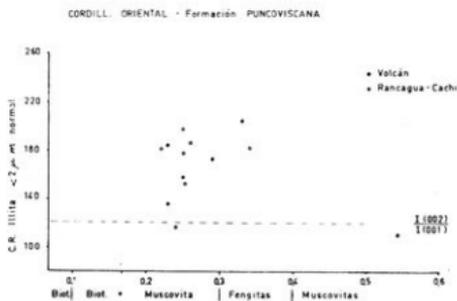


Fig. 4.- Diagrama de relación entre la C.R. de illita y la relación de las reflexiones 002/001, en muestras de la Formación Puncoviscana.

Puna

Las investigaciones se centraron sobre las rocas ordoevicas pertenecientes a la Formación Falda Ciénega, aflorantes entre el Salar de Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra. Entre los trabajos llevados a cabo sobre dicha formación, merecen citarse entre otros, Aceñolaza y Toselli (1971), Aceñolaza (1973), Aceñolaza et al. (1975b - 1976), quienes definieron acabadamente la estratigrafía y el contenido paleontológico. Toselli (1980) realiza una nota preliminar sobre la cristalinidad de la illita y su significado metamórfico.

Las rocas analizadas corresponden a pizarras y grauvacas de colores verdes a grises, en las que se observa que la estratificación original es cortada por una nueva superficie de clivaje.

La mineralogía es la siguiente:

Illita: se determinó por sus fuertes reflexiones basales a aproximadamente 10 y 5 Å respectivamente, que no sufrieron cambios con la glicolación ni con la calcinación.

Clorita: se presenta con sus reflexiones basales (002) y (004) fuertes y (001), (003) y (005) débiles, lo que estaría indicando la presencia de una clorita rica en hierro.

Clorita-estectita regular: se caracterizan por un pico ancho con máximos no muy claros a 15,50 y 14,6 Å, que después de la glicolación se transforman en un solo pico muy notable y agudo a 16,99 Å, que calcinado a 300° C durante una hora colapsa a 7,22 Å. Asimismo se observan picos a 12,27, 7,94 y 7,77 Å, que no sufren cambios con la glicolación ni la calcinación.

Otros minerales presentes, son cuarzo y albita, identificables por rayos X y microscopía, como así también opacos y material carbonoso. Estas rocas probablemente tengan material de proveniencia volcánica, aunque su presencia no ha sido constatada.

Grado de metamorfismo: la medición de la cristalinidad relativa, sobre la fracción $< 2 \mu\text{m}$, arrojó valores comprendidos entre 82 y 165; es decir que esta formación es ubicable en el ambiente epimetamórfico, con gradación en la

parte superior a anquimetamorfismo. Una característica anómala de estas rocas es el marcado cambio que sufren al ser sometidas a la glicolación, que es índice elocuente de presencia de capas expandibles, a pesar del grado metamórfico alcanzado. El método de Esquivin (1969) en este caso es un indicador de metamorfismo, ya que para cristalinidades más altas, la relación de las alturas de (002/001) son mayores (ver fig. 5 y 6) y cuadro 4.

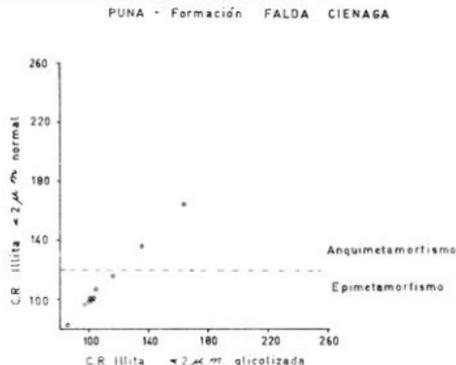


Fig. 5.— Diagrama de C. R. de illita con y sin glicolación, correspondiente a la fracción granulométrica $2 \mu\text{m}$, de la Formación Falda Ciénega.

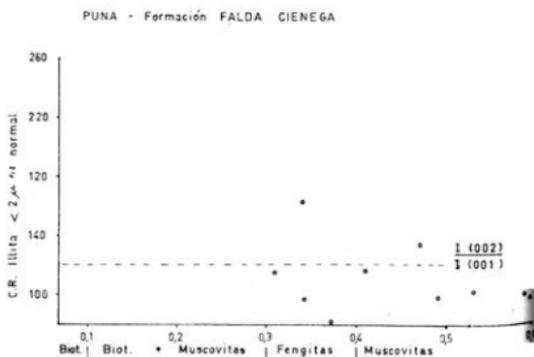


Fig. 6.— Diagrama de relación entre la C.R. de illita y la relación de las reflexiones 002/001, en muestras de la Formación Falda Ciénega.

CRISTALINIDAD DE LA ILLITA

Antecedentes sobre el método

Weaver (1960) mostró que era posible definir el desarrollo relativo de la diagénesis y del metamorfismo de lutitas y pizarras de Ouachita Mountains, por la medida del ancho del pico de 10 Å -relación de agudeza- de la illita, obtenido de la difracción de rayos X, mediante el cociente de la altura del pico medio a 10 Å y a 10,5 Å (ver. fig. 7). Esta relación es el llamado índice de Weaver.

Kübler (1964, 1967, 1968), utiliza el ancho del pico de 10 Å medido a la mitad de su altura, por encima del nivel de background, como valor de la cristalinidad. Este es el llamado índice de Kübler (ver fig. 7). Una relación entre los índices de Weaver y Kübler son dados por este último (1968).

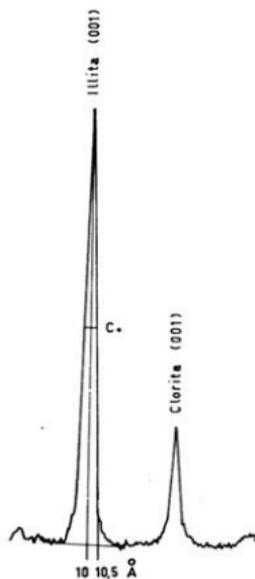


Fig. 7.— Diagrama de difracción correspondiente al pico (001) de la illita, mostrando el ancho a la mitad de su altura y la relación de asimetría, de acuerdo a las alturas medidas a 10 y 10,5 Å.

Weber (1972a, b) y Teichmüller y Weber (1979) utilizan el mismo principio que Kübler, pero relacionado a un standard externo, generalmente cuarzo, Weber (1970), para evitar las diferencias que existen entre los diferentes difractómetros y conseguir con esto hacer los resultados obtenidos comparables. Asimismo otra diferencia fundamental de este método es que no se somete a las muestras, a procesos de saturación con soluciones de Mg y K, previo a las mediciones. Debemos recalcar la conveniencia de medir el pico (100) del cuarzo al principio y al final de cada serie de muestras, ya que hemos observado una deriva instrumental de las medidas de los picos del cuarzo al comienzo y fin del trabajo. La medida de la cristalinidad relativa (C.R.) se obtiene de:

$$C.R. = \frac{C(001) \text{ de la illita en mm}}{C(100) \text{ del cuarzo en mm}} \times 100 =$$

C : es el ancho del pico en mm, a la mitad de la altura.

C.R. : es la relación entre los anchos de los picos en mm, a la mitad de la altura.

Para evitar el uso de decimales se multiplica el resultado por 100. Los valores que se obtienen son inversos a la cristalinidad alcanzada, o sea valores numéricos altos indican baja cristalinidad y viceversa. La cristalinidad fue determinada en muestras de sedimentación para tamaños de grano $< 2 \mu\text{m}$ y $2 - 6,3 \mu\text{m}$, según el método de Weber (1972).

Disgregación de las muestras

Para la disgregación de las muestras, previamente molidas en un molino de mandíbulas a una granulometría de aproximadamente 2 mm, la experiencia muestra que se obtiene una buena dispersión utilizando una solución amoniacal (Weber, 1972; Teichmüller y Weber 1979), aconsejándose en todos los casos la no utilización de ultrasonido con este fin. De la comparación de los valores obtenidos utilizando ambos métodos, sobre un número de muestras limitado (ver cuadro 5 y fig. 8), encontra-

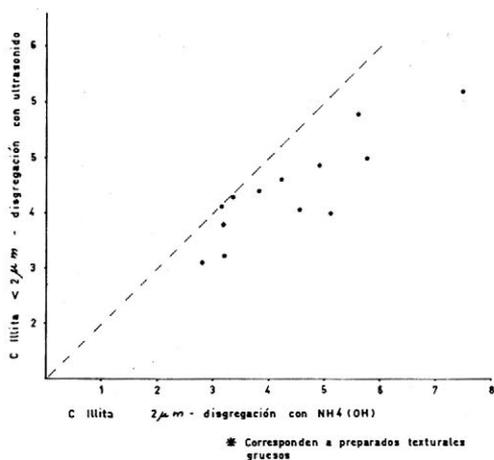


Fig. 8. - Dispersión de las muestras con $\text{NH}_4(\text{OH})$ y ultrasonido, mostrando que la cristalinidad de la illita se incrementa utilizando el último método.

mos que las muestras sometidas a ultrasonido muestran cristalinidad más alta que aquellas dispersadas por métodos químicos. Asimismo las muestras de sedimentación delgadas (0,02 g de material arcilloso), obtenidas después del tratamiento con ultrasonido, dieron valores de cristalinidad más bajos aún que los correspondientes a preparados gruesos ($> 0,1$ g de material arcilloso). Estos resultados muestran la misma tendencia de variación ya encontrada por Weber (op. cit.), para los preparados gruesos y finos, utilizando solo dispersión amoniacal.

Preparados gruesos y delgados

La preparación de muestras orientadas, para la medición por rayos X, de las fracciones $< 2 \mu\text{m}$ y 2-6,3 μm , comprenden un amplio espectro de tamaños, en especial la $< 2 \mu\text{m}$ se produce una selección de tamaños, granulometría mayor abajo y más pequeña arriba. El espesor de esta capa depende de la cantidad de material y de los porcentajes de material fino. Como los rayos X usados, penetran sólo la capa más arcillosa, especialmente a ángulos pequeños, como es el pico de 10 Å, el valor

de la cristalinidad será influenciado preferencialmente por las capas superiores, de los preparados gruesos.

Para investigar la relación entre preparados orientados gruesos y finos, sobre los valores de cristalinidad, Weber (1972) y Teichmüller et al. (1979) utilizaron muestras de fracciones $< 2 \mu\text{m}$ y 2-6 μm . Para los preparados gruesos fue pipeteado 0,1 g de material arcilloso suspendido en solución amoniacal, sobre un portaobjeto y para los preparados finos solo fueron usados 0,02 g de material arcilloso. Estos autores encontraron que los resultados obtenidos muestran una clara tendencia a dar valores de cristalinidad relativa de 100 a 150 unidades más altos en los preparados gruesos. Estos preparados gruesos fueron los usualmente utilizados en las investigaciones realizadas.

La fracción $< 2 \mu\text{m}$ de la illita como índice

De la proyección de los valores obtenidos para las fracciones $< 2 \mu\text{m}$ y 2-6 μm , con preparados gruesos, de muestras de diferentes localidades y perforaciones, Teichmüller et al. (1979) llegan a la conclusión de que la fracción $< 2 \mu\text{m}$ es la más adecuada para ser utilizada como indicador del grado de diagénesis o metamorfismo alcanzado por la roca. En efecto ellos encontraron que el aumento promedio de la C.R. de la fracción 2-6 μm no supera el valor de 170; mientras que la fracción $< 2 \mu\text{m}$ muestra una sensibilidad mucho mayor, con valores que van de aquellos considerados diagénéticos hasta los del epimetamorfismo, razón por la cual es la fracción elegida como índice.

Otra cuestión a tenerse en cuenta es la variación del valor de la cristalinidad con la glicolación. Un aumento en los valores de cristalinidad después del glicolado se interpreta como que están presentes capas de minerales expandibles entre las capas de illita. Pero es además común, observar el fenómeno inverso es decir la disminución de la cristalinidad. Aquí la explicación posible sería que hay una superposición de reflexiones de dos minerales diferentes; una de ellas correspondiente a la

illita y la otra de un mineral que desplaza su pico, fuera del rango de los 10 Å por efectos del etilenglicol, quedando aquí sólo el correspondiente a la illita.

Influencias externas sobre el grado de cristalinidad de la illita

La cristalinidad de la illita permite normalmente cuantificar el aumento de diagénesis o de metamorfismo, tanto en rocas pelíticas, evaporíticas o de depósitos químico, en razón de que su evolución cristalina no es influenciada por el medio externo.

En el ámbito del anqui y epimetamorfismo, la excepción es dada por la presencia de materia orgánica, en forma de carbón o bitumen, que producen un retraso en la evolución de la estructura cristalina. Vide Kübler (1968), Weber (1972a), Teichmüller et al. (1979).

En el ambiente diagenético Krübler (1968) expresa que la cristalinidad puede estar influenciada por la fracción detrítica, el confinamiento del medio de depósito, el agua de imbibición y la materia orgánica.

Teichmüller et al. (1979), encuentran en las mediciones de cristalinidad de los testigos obtenidos en la perforación Münsterland I, que el aumento normal de la cristalinidad con la profundidad, en los sedimentos bajo influencia marina, sufren abruptos aumentos de cristalinidad al cortar capas de origen continental, a profundidades de aproximadamente 3000 y 4000 m. Esto es coherente con lo sostenido por Kübler (op. cit.), que en la zona diagenética hay todavía influencia del medio externo, aunque los valores son contradictorios con lo expresado por Rumeau y Kulbicki (1966, in Kübler 1968), que sostienen que una variación en la composición química del agua se traduce no solamente, por un cambio de la composición mineralógica de la fracción fina, sino que la cristalinidad de la illita sufre un aumento con la salinidad del agua.

La observación de que la materia orgánica actúa frenando la evolución cristalina de la illita, es de gran importancia para nosotros,

en lo que se refiere a las relaciones estratigráficas y metamórficas de las Formaciones Negro Peinado y Volcancito. Al tener ambas formaciones valores similares, se nos hace insostenible la hipótesis de que ambas pertenecen a un mismo ciclo sedimentario-tectónico y que Negro Peinado sería lo mismo que Volcancito, pero metamorizado. De los datos obtenidos por medición de cristalinidad de illita, quedaría la Formación Negro Peinado en posición estratigráfica inferior a Volcancito y ambas sujetas a los mismos eventos de metamorfismo regional de bajo grado.

Cristalinidad y relación entre las alturas de los picos de 5 y 10 Å

La técnica propuesta por Esquevin (1969) para un análisis más fino de las transformaciones que sufre la illita dentro de la diagénesis y el anquimetamorfismo, consiste en la medición de las alturas de los picos de 5 y 10 Å y establecer un cociente entre ambos valores. Esta relación es un indicador válido de la composición química de la capa octaédrica, pero no así, para nuestro caso, como inequívoco índice del nivel metamórfico.

Para el caso particular de las muestras de la Formación Falda Ciénege se da una tendencia de que los valores numéricos de C.R. más bajos, corresponden a la relación $I(002)/I(001)$, más alta (C.R. = 99; $I(002)/I(001) = 0,49$) ver. fig. 6).

Pero esto no se da para las muestras de las Formaciones Negro Peinado, Volcancito y Puncoviscana, en los que prácticamente no se observan cambios en las relaciones de intensidades, con la variación de la cristalinidad relativa (ver fig. 2 y 4).

La illita como índice del metamorfismo

De la medición de más de un centenar de difractogramas de preparados gruesos de sedimentación de la fracción $< 2 \mu\text{m}$, normales y glicolados, de muestras provenientes de

perforaciones y superficie de Europa (Alemania Federal y Francia) y Africa (Nama y Naukluft) Weber (inédito) encuentra que para valores de cristalinidad desde algo más de 100 hasta casi 400, la illita no mostraba ningún cambio apreciable al ser sometida a los vapores del etilen glicol; mientras que para valores superiores a 400 de C.R., se producía una amplia dispersión de los mismos. Este valor de C.R. de 400, corresponde a temperaturas de formación de alrededor de 200°C. (ver cuadro 6).

El progresivo aumento de la cristalinidad y purificación de la illita está sujeta a distintas

influencias, principalmente temperatura y presión; pero también juegan un importante rol, la deformación, la presencia de materia orgánica, la composición química. Kübler (1968), Teichmüller et al. (1979) y Dunoyer de Segonzac (1970), sostienen que ellas son especialmente importantes en el medio diagenético. Las distintas combinaciones de estas influencias, producen distintos resultados que dificultan la exacta determinación del límite diagénesis-metamorfismo.

Para Kübler (1967, en Dunoyer de Segonzac 1970), el comienzo de la anquizona correspondería a una cristalinidad de illita de

CUADRO 1
Formación Volcancito

Muestra	Fracción μm	C. cz	C. illita	C. R.	C. cz	C. illita glicol	C. R. glicol	I (002) I (001)
0829	< 2	2,83	7,46	263	2,71	6,75	249	0,20
	2 - 6	2,71	4,47	165				
0830	< 2	2,75	4,94	180	2,65	4,70	177	0,23
	2 - 6	2,73	3,61	132				
0834	< 2	2,68	6,18	231	2,67	5,90	221	0,23
	2 - 6	2,68	4,12	154				
1943	< 2	3,56	7,65	215	3,47	7,26	209	
1949	< 2	3,25	4,59	141	3,47	4,89	141	
1950	< 2	3,56	5,83	164	3,47	6,11	176	

CUADRO 2
Formación Negro Peinado

Muestra	Fracción μm	C. cz	C. illita	C. R.	C. cz	C. illita glicol	C. R. glicol	I (002) I (001)
0827	< 2	2,83	5,59	197	2,71	5,24	193	0,23
	2 - 6	2,71	4,02	148				
0828	< 2	2,73	5,98	219	2,65	5,88	222	0,24
	2 - 6	2,73	3,66	134				
0835	< 2	2,68	5,22	195	2,69	6,42	239	0,31
	2 - 6	2,68	2,66	99				
1662	< 2	2,77	6,40	231	2,74	6,00	219	0,26
	2 - 6	2,77	4,82	174				
1961	< 2	3,25	4,54	140	3,29	4,63	141	
1963	< 2	3,56	6,21	174	3,47	6,25	180	

CUADRO 3
Formación Puncoviscana

Muestra	Fracción μm	C. cz	C. illita	C. R.	C. cz	C. illita glicol	C. R. glicol	I (002) I (001)																																																																																																																																																												
1132	< 2	2,80	5,10	182	2,76	4,84	175	0,34																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,80	5,70	206					1144	< 2	2,75	4,99	181	2,65	5,04	190	0,22	2 - 6	2,73	3,59	132	1709a	< 2	2,74	3,17	116	2,74	4,58	167	0,24	2 - 6	2,74	4,77	174	1709b	< 2	2,69	5,31	197	2,65	5,26	198	0,25	2 - 6	2,69	3,69	137	1709c	< 2	2,77	4,22	152	2,72	4,12	152	0,25	2 - 6	2,77	3,52	127	1709e	< 2	2,68	4,78	178	2,67	4,74	178	0,25	2 - 6	2,68	4,92	184	1128	< 2	2,73	5,09	186	2,65	5,18	195	0,26	2 - 6	2,73	3,34	122	1710a	< 2	2,68	4,92	184	2,69	4,89	182	0,23	2 - 6	2,68	3,36	125	1710b	2	2,91	4,56	157	2,87	4,34	151	0,25	2 - 6	2,84	3,64	128	1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23	1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55	2 - 6	2,84	3,38	119	1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67
1144	< 2	2,75	4,99	181	2,65	5,04	190	0,22																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,73	3,59	132					1709a	< 2	2,74	3,17	116	2,74	4,58	167	0,24	2 - 6	2,74	4,77	174	1709b	< 2	2,69	5,31	197	2,65	5,26	198	0,25	2 - 6	2,69	3,69	137	1709c	< 2	2,77	4,22	152	2,72	4,12	152	0,25	2 - 6	2,77	3,52	127	1709e	< 2	2,68	4,78	178	2,67	4,74	178	0,25	2 - 6	2,68	4,92	184	1128	< 2	2,73	5,09	186	2,65	5,18	195	0,26	2 - 6	2,73	3,34	122	1710a	< 2	2,68	4,92	184	2,69	4,89	182	0,23	2 - 6	2,68	3,36	125	1710b	2	2,91	4,56	157	2,87	4,34	151	0,25	2 - 6	2,84	3,64	128	1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23	1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55	2 - 6	2,84	3,38	119	1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171									
1709a	< 2	2,74	3,17	116	2,74	4,58	167	0,24																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,74	4,77	174					1709b	< 2	2,69	5,31	197	2,65	5,26	198	0,25	2 - 6	2,69	3,69	137	1709c	< 2	2,77	4,22	152	2,72	4,12	152	0,25	2 - 6	2,77	3,52	127	1709e	< 2	2,68	4,78	178	2,67	4,74	178	0,25	2 - 6	2,68	4,92	184	1128	< 2	2,73	5,09	186	2,65	5,18	195	0,26	2 - 6	2,73	3,34	122	1710a	< 2	2,68	4,92	184	2,69	4,89	182	0,23	2 - 6	2,68	3,36	125	1710b	2	2,91	4,56	157	2,87	4,34	151	0,25	2 - 6	2,84	3,64	128	1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23	1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55	2 - 6	2,84	3,38	119	1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																						
1709b	< 2	2,69	5,31	197	2,65	5,26	198	0,25																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,69	3,69	137					1709c	< 2	2,77	4,22	152	2,72	4,12	152	0,25	2 - 6	2,77	3,52	127	1709e	< 2	2,68	4,78	178	2,67	4,74	178	0,25	2 - 6	2,68	4,92	184	1128	< 2	2,73	5,09	186	2,65	5,18	195	0,26	2 - 6	2,73	3,34	122	1710a	< 2	2,68	4,92	184	2,69	4,89	182	0,23	2 - 6	2,68	3,36	125	1710b	2	2,91	4,56	157	2,87	4,34	151	0,25	2 - 6	2,84	3,64	128	1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23	1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55	2 - 6	2,84	3,38	119	1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																			
1709c	< 2	2,77	4,22	152	2,72	4,12	152	0,25																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,77	3,52	127					1709e	< 2	2,68	4,78	178	2,67	4,74	178	0,25	2 - 6	2,68	4,92	184	1128	< 2	2,73	5,09	186	2,65	5,18	195	0,26	2 - 6	2,73	3,34	122	1710a	< 2	2,68	4,92	184	2,69	4,89	182	0,23	2 - 6	2,68	3,36	125	1710b	2	2,91	4,56	157	2,87	4,34	151	0,25	2 - 6	2,84	3,64	128	1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23	1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55	2 - 6	2,84	3,38	119	1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																																
1709e	< 2	2,68	4,78	178	2,67	4,74	178	0,25																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,68	4,92	184					1128	< 2	2,73	5,09	186	2,65	5,18	195	0,26	2 - 6	2,73	3,34	122	1710a	< 2	2,68	4,92	184	2,69	4,89	182	0,23	2 - 6	2,68	3,36	125	1710b	2	2,91	4,56	157	2,87	4,34	151	0,25	2 - 6	2,84	3,64	128	1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23	1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55	2 - 6	2,84	3,38	119	1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																																													
1128	< 2	2,73	5,09	186	2,65	5,18	195	0,26																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,73	3,34	122					1710a	< 2	2,68	4,92	184	2,69	4,89	182	0,23	2 - 6	2,68	3,36	125	1710b	2	2,91	4,56	157	2,87	4,34	151	0,25	2 - 6	2,84	3,64	128	1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23	1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55	2 - 6	2,84	3,38	119	1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																																																										
1710a	< 2	2,68	4,92	184	2,69	4,89	182	0,23																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,68	3,36	125					1710b	2	2,91	4,56	157	2,87	4,34	151	0,25	2 - 6	2,84	3,64	128	1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23	1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55	2 - 6	2,84	3,38	119	1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																																																																							
1710b	2	2,91	4,56	157	2,87	4,34	151	0,25																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,84	3,64	128					1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23	1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55	2 - 6	2,84	3,38	119	1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																																																																																				
1710d	< 2	2,82	3,81	135	2,77	3,59	130	0,23																																																																																																																																																												
1710e	< 2	2,91	3,13	108	2,87	3,35	117	0,55																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,84	3,38	119					1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29	2 - 6	2,73	3,47	127	1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																																																																																																										
1710g	< 2	2,82	4,89	173	2,77	4,52	163	0,29																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,73	3,47	127					1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33	2 - 6	2,73	4,05	148	666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																																																																																																																							
1710h	< 2	2,82	5,76	204	2,77	5,41	195	0,33																																																																																																																																																												
	2 - 6	2,73	4,05	148					666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																																																																																																																																				
666	< 2	3,56	5,67	159	3,29	5,64	171																																																																																																																																																													

7,5 y para Dunoyer de Segonzac, Ferrero y Kübler (1968), esto es coincidente con el límite inferior posible de presencia de hidrocarburos líquidos.

Teichmüller et al. (1979) proponen para este límite valores de C.R. de la illita entre 350-500, basándose en los resultados obtenidos sobre las muestras de la perforación Münsterland 1. Estos autores aclaran que el método de la cristalinidad de la illita no es un buen parámetro para establecer el límite diagénesis-anquimetamorfismo, en contraposición a lo sostenido por Kübler (1968). La realización

de un número mayor de mediciones ha permitido a Weber establecer un campo entre 380 y 400 de C.R. como límite diagénesis-metamorfismo.

En la zona metamórfica, por otra parte la influencia del medio externo, es mucho menos notable, razón por la cual la evolución de la cristalinidad de la illita, es poco influenciada y por lo tanto es un excelente indicador para el límite anquimetamorfismo-epimetamorfismo. Para Kübler (1968) este límite estaría dado por un valor de illita de 4,0. Para Teichmüller et al. (1979) correspondería a una C.R.

CUADRO 4
Falda Ciénaga

Muestra	Fracción μm	C. cz	C. illita	C. R.	C. cz	C. illita glicol	C. R. glicol	$\frac{I(002)}{I(001)}$
0007	< - 2	2,68	4,42	165	2,69	4,38	163	0,34
	2 - 6	2,68	3,10	116				
0467	< - 2	2,82	2,85	101	2,77	2,81	101	0,41
	2 - 6	2,73	3,00	110				
0468	< - 2	2,77	3,22	116	2,72	3,09	114	0,41
	2 - 6	2,77	2,83	102				
0469	< 2	2,80	2,77	99	2,76	2,80	101	0,49
	2 - 6	2,80	2,90	103				
0472	< 2	2,92	2,83	97	2,82	2,74	97	0,60
	2 - 6	2,79	2,95	106				
0476	< 2	2,92	3,00	103	2,82	2,86	101	0,53
	2 - 6	2,79	2,97	106				
0484	< 2	2,75	3,16	115	2,65	3,06	115	0,31
	2 - 6	2,73	2,83	104				
0486	< 2	2,69	3,64	135	2,65	3,59	135	0,47
	2 - 6	2,69	3,04	113				
0471	< 2	2,95	2,89	98	2,77	2,77	100	0,34
	2 - 6	3,03	3,09	102				
0479	< 2	2,95	2,43	82	2,77	2,35	85	0,37

CUADRO 5

Resultados obtenidos con muestras dispersadas con ultrasonido y con solución amoniacal.

Muestra	Dispersión con ultrasonido < 2 μm preparado grueso	Dispersión con $\text{NH}_4(\text{OH})$ < 2 μm preparado grueso
0827	4,80	5,59
0829	5,20	7,46
1670	3,60	4,21
1710g	3,80	4,89
1710h	4,00	5,76
1710e	3,10	3,13
1710b	3,05	4,56
1710a	3,30	3,36
1709	2,80	3,17
0469	2,10	2,80
0468	2,20	3,20
1132	3,00	5,10
1710d	3,40	3,81

de 120. Este campo casi coincide con el de muy bajo metamorfismo de Winkler (1974) con temperaturas límites de 200 y 350°C aproximadamente.

Consideraciones finales

El metamorfismo alcanzado por las rocas de la Formación Puncovicana en las localidades de Cachi-Molinos y en Volcán, corresponden esencialmente a la anquizona o al muy bajo grado de metamorfismo.

El metamorfismo de las Formaciones Negro Peinado y Volcancito, alcanzado en las localidades de la Peña Negra y sobre el río Volcancito, corresponde también a la anquizona y es del mismo rango, para ambas formaciones.

Las rocas de la Formación Falda Ciénega, corresponden a la epizona o al bajo grado de metamorfismo.

Cuadro VI - Límites entre diagénesis - anquimetamorfismo y epimetamorfismo.

Kübler (1964)	Kübler (1968)	Dunoyer de Segonzac (1970)	Winkler (1974)	Teichmüller et al. (1979)	Weber (1980) (inédito)
	Diagénesis	Zona no metamórfica	Diagénesis	Diagénesis	Diagénesis
	C. 7,5		~ 200°C		
Diagénesis	anqui - metamorfismo	C. 5,5	muy bajo grado de metamorfismo	C.R. 350-500	C.R. 385-400
		anquizona		anqui - metamorfismo	anqui - metamorfismo
C. 4	C. 4,0		~ 350°C	C.R. 120	C.R. 120
anqui - metamorfismo	epi - metamorfismo		bajo grado de metamorfismo	epi - metamorfismo	epi - metamorfismo
C. 2,5		C. 2,5			
epi - metamorfismo		zona metamórfica			

Agradecimientos

Los autores agradecen, por los medios puestos a su disposición para la realización de este trabajo, a la Fundación Alexander von Humboldt; al Geologisches und Paläontologisches Institut der Georg-August-Universität y al Centro de Investigaciones Geológicas (C.I.G.) de la Universidad Nacional de La Plata.

BIBLIOGRAFIA

- ACENÓLAZA, F.G., 1973. El Ordovícico de la Puna salto-catamarqueña. Consideraciones sobre su importancia en la interpretación del desarrollo de la cuenca eopaleozoica del noroeste argentino. Actas 5to Congreso Geológico Argentino IV: 3-18. Buenos Aires.
- ACENÓLAZA, F.G. y TOSELLI, A.J., 1971. Nuevos hallazgos del Paleozoico inferior (Ordovícico) en la Puna. Mundo Geológico 11: 14-15.
- ACENÓLAZA, F. G., TOSELLI, A.J. y DURAND, F.R., 1975. Estratigrafía y Paleontología de la región de Hombre Muerto, prov. de Catamarca, Argentina. Ier. Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía. T.I: 109-123. Tucumán.
- ACENÓLAZA, F. G., DURAND, F. R. y DIAZ TADDEI, R., 1976a. Geología y contenido paleontológico del Basamento Metamórfico de la región de Cachi, prov. de Salta. Actas 6to. Congreso Geológico Argentino I: 319-332. Buenos Aires.
- ACENÓLAZA, F.G., TOSELLI, A.J. y GONZALEZ, O., 1976b. Geología de la región comprendida entre el Salar de Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, prov. de Catamarca. Revta. Asoc. geol. argent. 26: 293-302.
- CUERDA, A., 1973. Reseña del Ordovícico argentino. Ameghiniana 10, 3: 272-312.
- DIAZ TADDEI, R., 1977. Rasgos geológicos de la zona de Molinos, prov. de Salta. Acta geol. lilloana 14: 277-287.
- DUNOYER de SEGONZAC, G., KÜBLER, B. y FERRERO, J., 1967. Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anquimétamorphisme. Sedimentology, 10: 137-143.
- DUNOYER de SEGONZAC, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review. Sedimentology, 15: 281-346.
- ESQUEVIN, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Cent. Rech. Pau-S.N.P.A. 3: 147-154.
- HARRINGTON, H. y LEANZA, A., 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. Dpto. Geol. Univ. Kansas. Sp. Publ. 1. Lawrence, Kansas.

- KÜBLER, F., 1964. Las argiles, indicateurs de metamorphisme.- *Revue Inst. Pétrole*, 19, 10: 1093-1113.
- KÜBLER, B., 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du metamorphisme. Colloque sur les "Etages tectoniques" Neuchâtel 18-21 avril 1966, *Festschrift*, 105-122.
- KÜBLER, B., 1968. Evaluation Quantitative du Métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des Progrès réalisés ces dernières années.- *Bull. Cent. Rech. Pau -S.N.P.A.2*, 2: 385-397.
- STELZNER, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. *Geologischer Theil*. Cassel und Berlin.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., y WEBER, K., 1979. Inkohlung und Illit Kristallinität vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen.- *Fortscher. Geol. Rheinld Westf.* 27: 201-276. Krefeld.
- TOSELLI, G. A., 1977. El paleozoico inferior y medio en la región de Volcancito, Sierra de Famatina, pcia. de La Rioja.- *Acta geol. lilloana* 14: 83-104.
- TOSELLI, A.J. y ACENÓLAZA, F. G., 1978. Geocronología de las formaciones Puncovicana y Suncho, provincias de Salta y Catamarca.- *Revta Asoc. geol. argent.* 33, 1: 76-80.
- TOSELLI, A.J., 1980. Determinación preliminar del grado metamórfico en base a la cristalinidad de illita en algunas localidades del noroeste de Argentina.- *Revta Inst. Ciencias Geol. Univ. Nac. Jujuy* (en prensa).
- TURNER, J.C., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la sierra del Famatina y adyacencias.- *La Rioja. Boln Acad. nac. Cienc. Córdoba* 42: 1.
- TURNER, J.C., 1964. Descripción geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi, prov. de Salta.- *Boln Dir. nac. Geol. Min. Bol.* 99.
- TURNER, J.C., 1972. Ordovícico. *Actas Sta. Jorn. Geol. Arg. T. III*: 191-208.
- WEAVER, C.E., 1960. Possible uses of clay minerals in search for oil.- *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 44: 1505-1518.
- WEBER, K., 1970. Illit-Kristallinität und Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Vortrags-Kurzfassung. Nachr. Ges.*, 2: 65-66.
- WEBER, K., 1972a. Notes on determination of illite crystallinity.- *N.Jb. Miner. Mh. H.* 6: 267-276.
- WEBER, K., 1972b. Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge.- *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.* 141, 3: 333-363.
- WINKLER, H.G.F., 1974.- 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, New York-Heidelberg-Berlin.