

Santiago, 8 - 12 Agosto de 1988

Departamento de Geología y Geofísica  
Universidad de Chile

---

---

ORIGEN DE LOS SEDIMENTOS MARINOS SILICOCLASTICOS DE LA ZONA  
DE VALDIVIA: ANALISIS DE ASOCIACIONES DE MINERALES PESADOS.

Mario Pino Quivira

Instituto de Geociencias. Facultad de Ciencias. Universidad  
Austral de Chile. Casilla 567. Valdivia. Chile.

RESUMEN

En las IX y X Regiones se han reconocido sedimentos silico-clásticos miocénicos depositados en pequeñas cuencas marinas. En los alrededores de Valdivia no existen evidencias de volcanismo miocénico, y con el fin de determinar la presunta existencia de un cordón volcánico costero en esta zona, se efectuó un análisis de asociaciones de minerales pesados en muestras del Basamento Metamórfico, de la Fm. Santo Domingo (Mioceno), de sedimentos costeros de origen volcánico (Pleistoceno) y de sedimentos recientes fluviales, estuarinos y costeros.

Un Análisis Factorial en moda R permitió identificar 4 asociaciones de minerales pesados. Dos de los grupos corresponden a asociaciones presentes en los esquistos micaceos y verdes, el tercero a minerales de origen volcánico y el último a minerales pesados de representación escasa. En la moda Q se separan claramente las muestras con y sin componentes volcánicos.

Se concluye que en las cuencas miocénicas de Valdivia no existió volcanismo contemporáneo y que estos sedimentos tienen un origen estrictamente local.

## INTRODUCCION

En el sector costero de las IX y X Regiones se reconocen tres unidades geológicas. Estas son el Basamento Metamórfico, sedimentos marinos y vulcanitas del Terciario y depósitos psamíticos volcánicos del Pleistoceno.

El Basamento Metamórfico en esta zona está constituido principalmente por rocas pertenecientes a la Serie Occidental (Aguirre et al., 1972; Hervé, 1977), esto es esquistos de mica blanca, esquistos verdes, serpentinitas y metacherts (Illies, 1960; Zeil, 1964; Ojeda, 1976; Hervé et al., 1976; Godoy, 1979; Kato, 1985; Frutos & Alfaro, 1985; Oyarzún, 1986). No existe consenso con respecto a la distribución y proporciones de abundancia que existen entre los esquistos de mica y las metabasitas. Según Miller (1970) predominan los esquistos mica-ceos, en la zona mapeada por Ojeda (1976) ambas variedades de esquistos afloran en partes aproximadamente iguales, mientras que según Kato (1985) en las cercanías del límite entre la IX y X Regiones los esquistos verdes constituyen no más del 5%, relación que varía en los alrededores de Corral, donde esta variedad representa hasta un 70% de los afloramientos.

Los sedimentos marinos del terciario corresponden mayoritariamente a sedimentos del Mioceno medio, Formaciones Cholchol y Santo Domingo (García, 1968; Hausser, 1971; Martínez & Zuñiga, 1976; Martínez & Pino, 1976). Otras unidades han sido descritas en subsuperficie, en los alrededores de Osorno y Puerto Montt (García, 1968). En general en estas unidades es posible reconocer un miembro inferior transgresivo compuesto por conglomerados y areniscas, un miembro depositado en aguas tranquilas formado por limolitas fosilíferas con intercalaciones de areniscas y un miembro superior que representa ambiente costero (Pino, 1987). En estas sedimentitas tanto al norte como al sur de Valdivia se ha descrito la presencia de sedimentos de origen volcánico en las areniscas del miembro superior. En la isla de Chiloé se reconocen además sedimentitas del Eoceno (García,

1968; Saliot, 1969; Valenzuela, 1982), las que contendrían componentes volcánicos, a diferencia de los depósitos miocénicos, donde vulcanitas son descritas sólo en el conglomerado basal (Tavera et al., 1985).

Las rocas volcánicas costeras del Terciario han sido descritas en Temuco, Puerto Montt y Chiloé (García, 1968; Vergara & Munizaga, 1974; Vergara & Drake, 1976). Según Vergara & López (1982) el cinturón volcánico costero del Mioceno estaría hoy en día interrumpido por erosión al sur de la latitud de 39°S.

Los depósitos de arenas volcánicas pleistocénicas forman una terraza marina que se extiende con pequeñas interrupciones entre las latitudes de 38°45' y 40°15'S (Philippi, 1887; Brüggén, 1945; Illies, 1960; Pino & Mulsow, 1983; Pino, 1987). Su alto porcentaje de clastos andesíticos y basálticos, la absoluta falta de redondeamiento de los piroxenos, su abundante matriz cinerítica y la presencia de estructuras de flama en la base indicarían un transporte rápido desde los Andes por un mecanismo de corriente densa (Pino, 1987).

En los alrededores de Valdivia no existen evidencias directas de vulcanismo terciario, ni se observan clastos de este origen en los conglomerados o en las areniscas gruesas. Por esta razón el objetivo de esta investigación es determinar a través de un análisis de asociaciones de minerales pesados el origen de los sedimentos silicoclásticos miocénicos, probando o refutando la posibilidad de que el cordón volcánico costero del Mioceno se haya desarrollado hasta la latitud de Valdivia.

La asociación de minerales pesados constituye una significativa característica en sedimentos terrígenos, especialmente en arenas maduras donde la ausencia de granos líticos o feldespatos impiden diagnosticar su procedencia. Aunque algunas especies de minerales pesados pueden ser destruidos durante el transporte y la diagénesis, el conjunto remanente y estable

constituye la mejor, y muchas veces la única guía para determinar proveniencia (Carver, 1971; Hubert, 1971; Pettijohn, 1975; Folk, 1980; Boenigk, 1983).

## MATERIAL Y METODO

El área de estudio se ubica en la parte norte de la X Región de Los Lagos, entre las localidades de Mehuín y Catamutún (Figura 1).

Se colectaron tres tipos de muestras. El primero de ellos está constituido por las sedimentitas miocénicas, areniscas y limolitas arenosas. Al muestrear estos sedimentos deshizo también un relevamiento estratigráfico y toma de muestras para granulometría. Se intentó en general colectar sedimentitas con el menor grado de meteorización posible, variable que definió principalmente la separación y densidad del muestreo en las columnas.

El segundo grupo de muestras corresponde a sedimentos arenosos colectados en el sistema fluvial de los ríos San Pedro, Calle calle y Valdivia, en la zona estuarial externa del último de los ríos mencionados y en playas marinas expuestas de las bahías de Corral y Mehuín (Figura 1).

Finalmente el tercer grupo de muestras está constituido por esquistos del Basamento Metamórfico y por areniscas volcánicas pleistocénicas ("cancagua"). Solamente la muestra de esquisto verde constituye una mezcla de dos variedades diferentes y debió ser convertida en arena moliéndola; el esquisto micáceo fue colectado en forma de un agregado hidratado in situ. En total se analizaron 87 muestras, de las cuales 69 corresponden a sedimentitas del Mioceno.

El procedimiento empleado para la separación de los minerales pesados no se aparta demasiado del descrito por Loske (1983). Se utilizaron 100g para las psamitas, 200g para pelitas psamíticas y varios kilogramos para los esquistos. La fracción comprendida entre 44 y 125 $\mu$  fue hervida en una solución

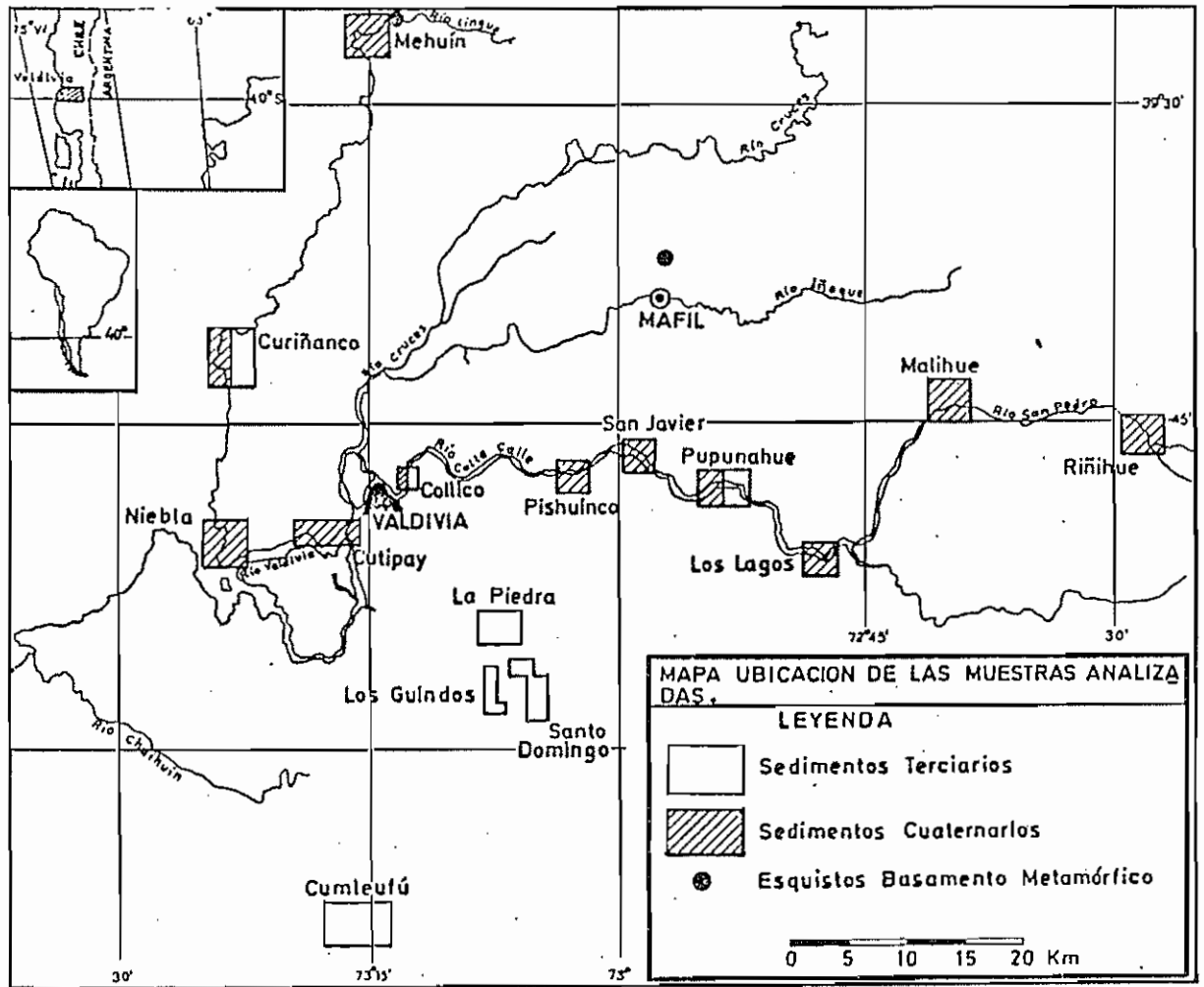


FIGURA 1: Mapa de ubicación de los sectores de donde se obtuvieron las muestras de sedimentos terciarios y cuaternarios y de los esquistos del Basamento Metamórfico.

de ácido oxálico y oxalato de amonio, lavada sobre el tamiz de  $44\mu$  y dejada reaccionar con peróxido de hidrógeno 15% por 24 horas y retamizada en húmedo sobre el tamiz antes mencionado. La muestra fue posteriormente secada a  $105^{\circ}\text{C}$ , dejada entrar en equilibrio con la humedad ambiental del laboratorio y pesada con precisión de 0,001g. La mica blanca, muy abundante, fue separada por decantación en agua y con un vidrio inclinado cargado electroestáticamente. Cuando la submuestra sin mica pesó mas de 14g fue subdividida en dos porciones iguales utilizando el método dex Carver (1981).

Para la separación de los minerales pesados se utilizó bromoformo a  $20^{\circ}\text{C}$  con el metodo de centrifugado (4000U/min durante 20 minutos) y congelación parcial con nitrógeno líquido (Fessenden, 1959; Scull, 1960; Carver, 1971; Loske, 1985). Para el montaje de los granos se utilizó Piperina, y las preparaciones fueron posteriormente curadas a  $180^{\circ}\text{C}$  durante una hora para evitar recristalización. Los granos fueron depositados en sentido perpendicular al largo del preparado, el que corresponde al sentido del conteo de los minerales. Este proceso se realizó con un aumento de 250X, recorriendo toda la preparación en transectos espaciados regularmente. Se contabilizaron en cada preparación por lo menos 200 granos transparentes, pero en algunas muestras con mucha densidad se contaron cerca de 500 individuos.

Los porcentajes obtenidos fueron transformados a kg/t y luego fueron recalculados los porcentajes, cuyos valores fueron normalizados utilizando la expresión  $\arccos X$ . Con estos valores se realizó un Análisis Factorial (Shulenberger, 1980) para agrupar y analizar tendencias en la distribución de las 87 muestras (moda Q) y de los 15 minerales pesados reconocidos (variables, moda R). Se utilizó el programa contenido en el paquete estadístico SAS (SAS Institute, 1985) en el centro de informática de la Universidad de New Hampshire.

## RESULTADOS

La Tabla 1 muestra la distribución de las muestras según su procedencia. En las 87 muestras se identificaron en total 15 minerales pesados transparentes : turmalina (Tu), zircón (Zk), rutilo (Ru), monacita (Mn), titanita (Ti), granate (Gr), epidota de tipo pistacita (Ep), actinolita (Ak), la que incluye operacionalmente una anfíbola barroisítica de pleocroismo azul - azul violeta - transparente, clorita (Ch), zoisita (Zo), ortopiroxeno (Op), hornblenda (Hb), olivino (Ol), apatito (Ap) y siderita (Sd).

La frecuencia de porcentajes en peso de estos minerales está detallada en el Apéndice 1.

Cada una de las dos variedades de esquistos presentan diferentes asociaciones de minerales pesados. Turmalina, zircón, monacita, titanita, y granate son los minerales pesados presentes en la muestra de esquistos micáceo (801861, Apéndice 1), mientras que epidota, actinolita y clorita caracterizan la asociación de la muestra que representa los esquistos verdes (801864, Apéndice 1). Solamente titanita y epidota se trasladan levemente a niveles no significativos, el primero con un 1,3% en el esquistos micáceo, el segundo con un 0,3% de abundancia en la muestra de esquistos verde.

Una tercera asociación corresponde a ortopiroxeno - hornblenda - olivino, minerales pesados típicos en rocas volcánicas (Grimm, 1965; Folk, 1980), constituyentes fundamentales de las areniscas pleistocénicas (muestras 1001865 - 1001867, Apéndice 1). Zoisita aparece solamente en una muestra de sedimento reciente (1001862), y ha sido descrita previamente por Ojeda (1976) en rocas metamórficas. Siderita es otro mineral que aparece puntualmente en sólo una muestra (901862), y por su forma regular y estructura interna podría corresponder a un microfósil.

En la moda R del Análisis Factorial, los minerales pesados corresponden a las observaciones y las muestras a las va-

GRUPO 1 TERCIARIO		701867	0,51%	Cumleufú	
Curiñanco		701866	0,37%	403863	0,58%
910834	25,14%	701865	0,43%	403862	0,28%
910833	0,76%	701864	0,06%	403861	1,19%
910832	0,49%	701863	0,39%	Malihue	
910831	1,63%	411839	0,11%	801862	15,60%
La Piedra		411838	0,61%	Collico	
601866	2,18%	411837	1,17%	801863	2,20%
2010837	0,13%	411836	0,33%	Pupunahue	
601865	2,26%	411835	0,29%	2210831	0,55%
2010836	1,01%	411834	0,54%	2210833	0,26%
2010835	0,65%	701862	2,08%	GRUPO 2 RECIENTE	
601864	1,71%	701861	4,03%	901861	5,27% Riñihue
601863	1,41%	411833	0,29%	901862	8,13% Malihue
2010834	1,53%	411832	0,11%	901863	8,80% Los Lagos
2010833	0,61%	411831	0,34%	901864	6,91% Pupunnhue
601862 -1,23%		Los Guindos		901865	6,31% Pupunnhue
2001832	1,08%	16018611	0,32%	901866	6,31% San Javier
2010831	1,55%	16018610	0,34%	901867	10,63% Pishuinco
601861	1,60%	1601869	2,01%	901868	15,41% Collico
2110832	0,18%	1601868	1,62%	1001861	8,18% Cutipuy
2110831	0,09%	1601867	0,40%	1001862	1,65% Cutipuy
Santo Domingo		1601866	0,16%	1001863	22,71% Niebla
711835	0,22%	1601865	1,56%	1001864	74,17% Niebla
711834	0,40%	1601864	1,49%	1001866	97,42% Niebla
711833	0,28%	1601863	2,08%	1101861	37,09% Mehuín
7018612	0,35%	811835	0,19%	GRUPO 3	
7018611	0,03%	1601862	0,52%	Areniscas Pleistocénicas	
711832	3,96%	1601861	0,32%	1001865	55,33% Niebla
7018610	0,61%	811834	0,19%	1001867	5,45% Curiñanco
711831	0,42%	811833	2,00%	Basamento Metamórfico	
4118310	0,78%	811832	0,78%	801861	0,68% Máfil
701869	0,17%	811831	0,62%	801864	30,03% Mehuín
701868	0,29%				

Tabla 1: ubicación de las muestras por sectores y porcentajes de abundancia en peso de la fracción de minerales pesados, excluida la mica blanca.

riables. En este análisis los primeros tres factores tienen valores propios que explican un 78,66% de la varianza total (Factor I = 38,33%, Factor II = 29,33%, Factor III = 10,50%). Al graficar las cargas de estos tres factores para los 15 minerales analizados, se forman cuatro campos. Tres de ellos reúnen minerales que provienen de tres tipos de rocas y/o sedimentos, el cuarto agrupa minerales de escasa representación,



pertenecientes fundamentalmente a los minerales recientes.

En el campo A (Figura 1) se reúnen minerales pesados que existen solamente en la muestra de esquisto de mica. Turmalina y rutilo se separan del resto de los minerales de este grupo a través de las cargas negativas del Factor III. Esta separación es probablemente debida a la dominancia de estos minerales dentro de esta asociación.

El campo B está formado por los minerales que se encuentran en los esquistos verdes (epidota, actinolita y clorita). En el campo C se agrupan los minerales que provienen de rocas volcánicas, y que sólo aparecen en esta zona en los sedimentos cuaternarios. Esta separación se produce a pesar de que en estas muestras también se encuentran minerales pesados derivados del Basamento Metamórfico (Apéndice 1).

La separación de los grupos A y B se produce porque dentro de las 69 muestras del Mioceno hay muy pocas que presenten una mezcla de minerales de ambas variedades de esquistos.

En el Análisis Factorial en moda Q (observaciones = muestras; variables = minerales pesados), los primeros tres factores explican con sus valores propios un 91,36% de la varianza total, respectivamente 58,59%; 21,21% y 11,20%. Al graficar las cargas de estos tres factores se observa la formación de cuatro campos y una observación aislada (muestra 1001863, Figura 2). En esta figura los componentes de cada campo pueden representar varias muestras. En el campo A se reúnen 34 muestras pertenecientes a sedimentos miocénicos y la muestra de esquisto verde; en el grupo B están asociadas 19 muestras de sedimentos terciarios y la muestra de esquisto micáceo. En el campo C se agrupan 16 muestras de estas sedimentitas, mientras que el campo D asocia a todas las muestras del cuaternario, donde dominan los componentes volcánicos. La muestra 1001863 queda aislada porque presenta proporciones similares de los tres tipos de rocas madres.

De las cargas que poseen las variables en los tres factores es posible deducir que el Factor I representa fundamental-

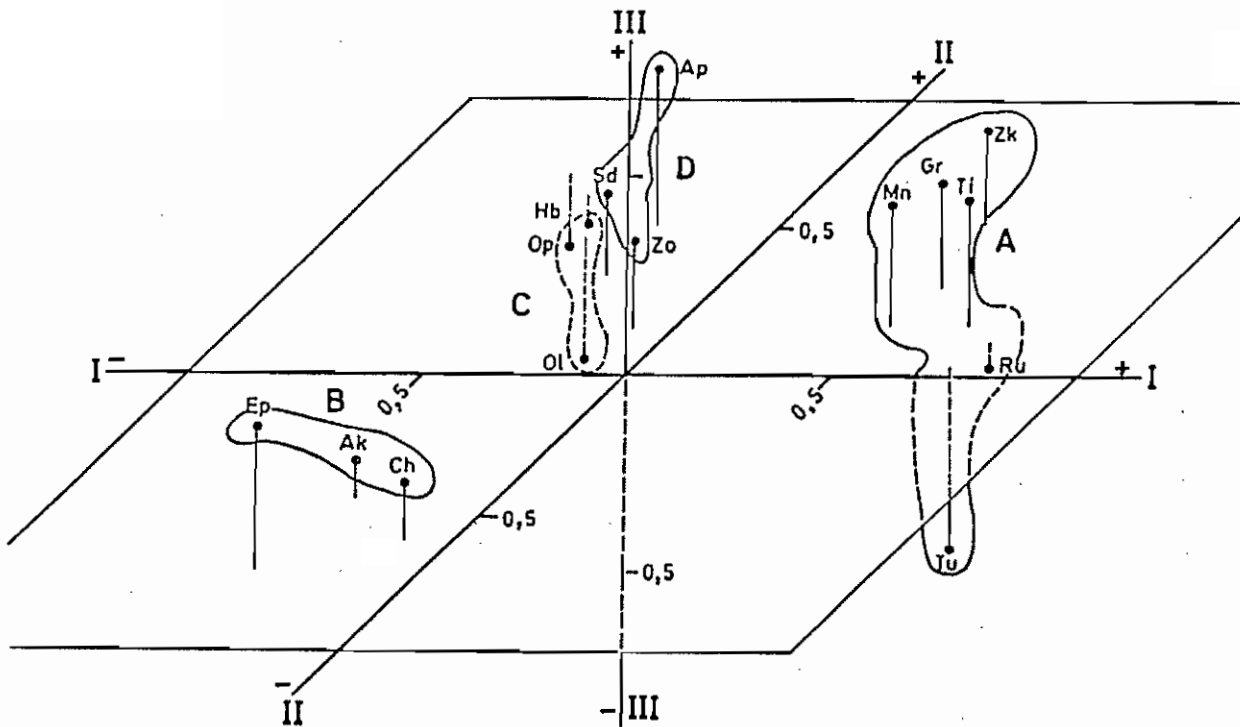


Figura 2. Representación gráfica de las cargas de los primeros tres factores originados en la moda R del Análisis Factorial.

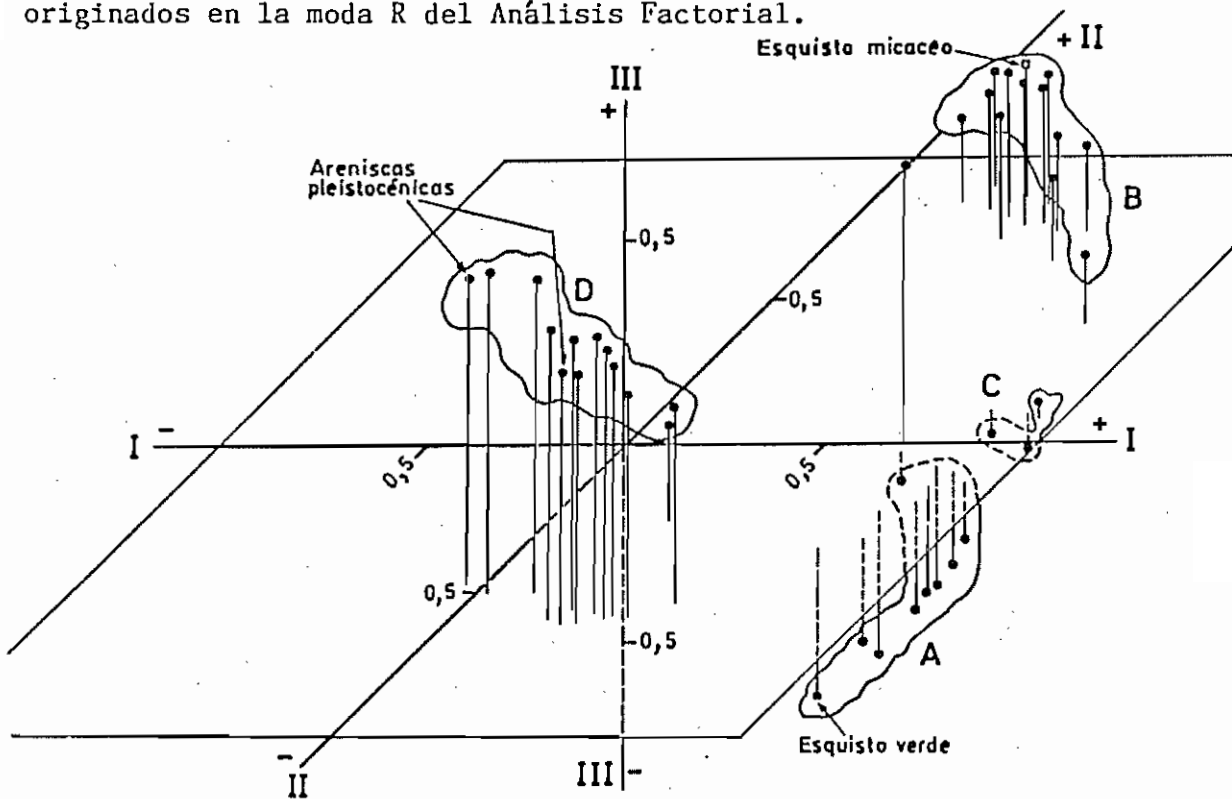


Figura 3. Representación gráfica de las cargas de los primeros tres factores originados en la moda Q del Análisis Factorial.

mente la presencia de epidota y turmalina, los minerales de mayor frecuencia y abundancia en las sedimentitas terciarias. En el Factor II tienen mas peso aquellos minerales que derivan del esquisto micáceo, mientras que el Factor III está fuertemente influenciado por los minerales de origen volcánico.

## CONCLUSIONES Y DISCUSION

No existen evidencias basadas en las asociaciones de minerales pesados que permitan inferir la existencia de un cinturón volcánico costero miocénico entre los 39°15' y 40°15'S, por lo que la hipótesis de que tal cadena estaría completamente erosionada en los alrededores de Valdivia (Vergara & López, 1982) debe ser rechazada.

Por otra parte, si bien no se puede descartar el posible efecto de disolución diagenética y meteorización, la presencia de minerales pesados inestables o subestables dentro de las sedimentitas miocénicas descarta la posibilidad de que otros minerales de estas características se hayan disuelto o transformado.

La presencia de ortopiroxeno, hornblenda y olivino caracterizan prácticamente a todos los depósitos cuaternarios en el sur de Chile, tanto en los suelos (Besoain, 1985), así como también en los depósitos de la fosa y en el delta submarino del río Valdivia (Thornburg, 1985).

En las muestras analizadas en la cuenca del río Valdivia es posible observar que existe claro predominio de la asociación de origen volcánico, con excepción del sector estuarial en las inmediaciones de la ciudad de Valdivia, donde el río corta los afloramientos del Basamento Metamórfico. En el sector costero es de gran importancia el aporte de arena desde las terrazas de la arenisca pleistocénica. Es decir, tanto durante el Pleistoceno como durante tiempos recientes no han existido barreras geográficas que impidan que los sedimentos de origen volcánico andino alcancen la costa, situación que no se habría

producido durante el Mioceno.

La formación de grupos de minerales pesados y muestras de sedimentitas miocénicas resulta ser un aspecto de discusión interesante. En la moda R se separan las asociaciones de ambas variedades de esquistos, no debido a la influencia de las muestras de estas rocas, sino porque en los depósitos miocénicos (moda Q) prácticamente no existe mezcla de ambos tipos potenciales de rocas madres. Cualquier asociación de minerales pesados está determinada por el origen de sus componentes, disolución intraestratal, meteorización y condiciones hidrodinámicas de la sedimentación. Las complicadas relaciones entre estos factores escapan a los objetivos de este trabajo (Pino, 1987). Sin embargo no es posible intentar una explicación sin aceptar un origen estrictamente local para estos sedimentos, en cuencas de reducido tamaño y con escasa intercomunicación.

La muestra de esquisto verde analizada posee 9 veces mas minerales pesados que la de esquisto micáceo y en los sedimentos miocénicos existen en promedio 3,7 veces mas minerales derivados de los esquistos verdes. A esta situación se debe agregar el hecho de que epidota, actinolita y clorita son una asociación de minerales mas inestables que los correspondientes a los esquistos micáceos, por lo que incluso una parte de los primeros pudo haber sido disuelta por meteorización. Por estas razones es posible por el momento proponer que la proporción de esquistos verdes en el Basamento Metamórfico en la zona de Valdivia sería mas alta que la descrita en general, aproximándose a la observada por Kato (1985) en Corral y por Ojeda (1976) en Curiñanco.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado parcialmente por la Dirección de Investigación de la UACH, Proyecto S-82-10, y por el D.A.A.D., Universidad de Münster, República Federal Alemana.

HUESTRA	Ti	Zk	Ru	Hn	Fl	Gr	Ep	Ak	Ch	Zo	Op	Hb	Ol	Ap	Sil
910834	1,3	0	0	0	0	0,5	72,3	25,9	0	0	0	0	0	0	0
910833	11,9	1,8	0,5	0	1,1	1,2	62,2	21,3	0	0	0	0	0	0	0
910832	22,9	0,8	1,6	0	1,1	0,5	40,9	31,2	0,9	0	0	0	0	0	0
910831	14,6	1,3	1,0	0	0	0,3	61,0	20,9	0,9	0	0	0	0	0	0
601866	3,7	3,8	0,4	0	2,9	2,0	84,5	1,2	1,5	0	0	0	0	0	0
2010837	29,3	0,5	0,8	0	0	0	69,0	0,4	0	0	0	0	0	0	0
601865	60,6	5,6	21,9	3,0	7,3	0,4	0,8	0	0,5	0	0	0	0	0	0
2010836	71,0	3,8	15,4	1,6	4,3	0,4	3,6	0	0	0	0	0	0	0	0
2010835	50,8	3,1	2,6	2,1	0	0,4	37,3	3,5	0,1	0	0	0	0	0	0
601864	12,1	1,3	6,0	1,1	7,1	1,6	68,1	0,3	2,4	0	0	0	0	0	0
601863	21,2	1,3	5,6	1,1	8,4	0,4	59,0	0	3,1	0	0	0	0	0	0
2010834	20,1	0,8	3,4	0	3,2	0,4	71,1	0,2	0,9	0	0	0	0	0	0
2010833	27,6	2,8	1,3	0,9	1,1	0,3	65,1	0,4	0,5	0	0	0	0	0	0
601862	32,8	3,4	8,0	2,0	5,6	2,0	44,8	0,3	0,8	0	0	0	0	0,3	0
2010832	27,9	2,8	1,0	0	1,2	65,8	0,4	0,5	0	0	0	0	0	0	0
2010831	26,7	2,1	2,1	0,5	0,9	0,5	65,7	0,8	0,9	0	0	0	0	0	0
601861	13,7	5,0	9,9	1,5	7,2	2,7	56,0	1,4	1,2	0	0	0	0	0,7	0
2110832	24,4	0,8	0,6	0	0	0,5	70,8	0,6	2,3	0	0	0	0	0	0
2110831	29,2	1,3	2,9	0	0	0	64,8	0	1,8	0	0	0	0	0	0
711835	85,8	6,4	5,3	0	0	0,3	1,7	0,4	0	0	0	0	0	0	0
711834	85,3	2,1	8,5	0	0	0,2	3,8	0	0	0	0	0	0	0	0
711833	74,8	2,7	3,5	0	0	0,8	1,5	16,7	0	0	0	0	0	0	0
7018612	16,6	1,0	10,0	0	2,6	0,9	60,7	0,7	7,6	0	0	0	0	0	0
7018611	63,4	2,3	30,6	1,5	1,5	0,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0
711832	87,6	6,7	1,1	0	1,1	0,5	0,4	2,6	0	0	0	0	0	0	0
7018610	55,8	12,9	22,2	3,2	2,5	2,9	0,5	0	0	0	0	0	0	0	0
711831	80,7	6,9	1,8	0	2,2	1,7	5,3	1,4	0	0	0	0	0	0	0
4118310	5,8	1,1	0	0	0,3	0,3	78,9	6,2	7,4	0	0	0	0	0	0
701869	17,9	1,0	1,9	0	0,4	0,4	65,5	3,5	9,5	0	0	0	0	0	0
701868	4,9	1,1	0	1,3	0,4	1,1	67,5	2,7	21,0	0	0	0	0	0	0
701867	4,6	1,6	0,5	3,3	0,4	0,5	66,0	1,2	22,0	0	0	0	0	0	0
701866	8,1	0,5	1,8	0	1,0	0,5	52,9	2,7	32,5	0	0	0	0	0	0
701865	9,4	0,5	2,2	0	0	0	57,8	3,4	26,7	0	0	0	0	0	0
701864	2,7	5,5	1,4	1,2	0	0,4	80,0	1,0	7,8	0	0	0	0	0	0
701863	4,4	2,2	0,9	1,1	1,4	0,4	83,2	3,2	3,1	0	0	0	0	0	0
411839	7,8	0,5	0	4,1	0,3	0,5	79,9	3,2	3,7	0	0	0	0	0	0
411838	10,2	0,4	0	2,4	0	0,4	66,8	9,0	10,7	0	0	0	0	0	0
411837	8,3	1,1	0,3	0	0	0,3	65,2	22,1	2,8	0	0	0	0	0	0
411836	18,2	0,9	0,6	0	1,6	0	56,6	11,9	10,2	0	0	0	0	0	0
411835	6,1	1,8	0,8	2,2	0	0	84,5	1,4	3,2	0	0	0	0	0	0
411834	9,2	0,5	0	1,9	0,8	0,2	81,0	3,1	3,3	0	0	0	0	0	0
701862	9,4	4,6	2,5	1,1	1,8	0,8	73,0	6,8	0	0	0	0	0	0	0
701861	4,6	0,4	2,7	0	1,4	0	83,2	0,7	5,2	0,7	0	0	0	1,0	0
411833	14,1	1,3	0	0	0	0	77,1	7,5	0	0	0	0	0	0	0
411832	11,1	1,3	0,8	0	0	0	79,8	7,0	0	0	0	0	0	0	0
411831	15,4	1,5	0,8	0	0	0	75,8	6,5	0	0	0	0	0	0	0

Apéndice 1: porcentajes de frecuencia en peso de los 15 minerales pesados en las 87 muestras analizadas.

HUESTRA	Tu	Zk	Ru	Mn	F1	Gr	Fp	Ak	Ch	Zo	Op	Hb	O1	Ap	Sat
16018611	33,8	18,5	20,1	4,2	18,3	4,4	0,7	0	0	0	0	0	0	0	0
16018610	40,6	13,8	10,6	4,4	15,8	4,0	9,9	0,9	0	0	0	0	0	0	0
1601869	12,2	0,4	2,8	0	0	0,4	70,9	5,2	8,1	0	0	0	0	0	0
1601868	6,2	1,0	9,5	0	0	0	61,5	5,3	16,5	0	0	0	0	0	0
1601867	34,8	7,3	19,1	1,9	13,8	1,5	21,2	0	0,3	0	0	0	0	0	0
1601866	61,0	1,3	15,8	1,6	4,6	0,8	12,8	2,0	0,2	0	0	0	0	0	0
1601865	6,5	0	1,3	0	2,6	0	79,9	5,0	4,6	0	0	0	0	0	0
1601864	4,7	0,9	2,6	0	1,4	0	84,5	3,6	2,3	0	0	0	0	0	0
1601863	5,2	0,6	3,7	0	5,9	3,8	79,5	1,1	0,1	0	0	0	0	0	0
811835	30,6	1,8	1,3	0	0,6	3,4	62,0	0,4	0	0	0	0	0	0	0
1601862	47,0	7,0	7,1	2,5	20,5	14,9	0,3	0	0,8	0	0	0	0	0	0
1601861	52,2	7,0	7,1	2,5	18,3	12,9	0,3	0	0,1	0	0	0	0	0	0
811834	67,2	5,7	3,2	1,6	1,6	2,0	18,2	0,4	0,1	0	0	0	0	0	0
811833	16,1	0,3	0,3	0,3	0	0,2	82,8	0	0	0	0	0	0	0	0
811832	22,7	1,3	1,3	0,6	0,2	5,5	65,2	3,2	0	0	0	0	0	0	0
811831	21,4	0,8	2,8	0	0	0	74,1	1,0	0	0	0	0	0	0	0
403863	1,2	0,5	3,4	0	0,4	0	57,1	8,9	28,4	0	0	0	0	0	0
403862	1,3	4,9	0	0	0,8	0,9	84,6	1,7	5,8	0	0	0	0	0	0
403861	0	0	0	0	0	0	83,1	2,2	14,7	0	0	0	0	0	0
2210831	83,2	1,8	4,7	0	0,4	1,3	8,3	0	0,5	0	0	0	0	0	0
2210833	80,1	10,4	4,3	0	1,4	1,0	1,5	0	1,4	0	0	0	0	0	0
801862	2,5	34,7	2,8	1,1	2,9	2,8	50,5	0	0	0,4	0	0	0	2,3	0
801863	7,0	2,5	0,4	1,1	1,8	2,0	81,8	2,8	0	0	0	0	0	0,7	0
901861	0,3	0,9	0	0	0	0	6,6	0	0	0	85,2	5,6	0,7	0,7	0
901862	0,6	3,2	0	0,4	0	0,3	20,7	1,5	0	0	60,8	11,0	0	0,6	0,8
901863	0,3	3,1	0	0,4	0,3	0	25,2	3,7	0	0	40,6	26,0	0	0	0,3
901864	0,4	3,4	0	0	0	0,6	27,3	2,8	0	0	37,7	25,2	0,2	2,0	0,3
901865	0,3	2,5	0,2	0,4	0	0,4	25,0	1,9	0	0	40,3	28,3	0	0,5	0,3
901866	0,6	4,3	0,2	0,3	0	0,9	29,4	2,8	0	0	40,7	20,0	0	0,7	0
901867	0,3	3,7	0,2	0,4	0,2	0,8	32,9	4,3	0	0	34,8	22,0	0	0,3	0
901868	0,6	5,2	0	0	0,7	0	27,1	3,0	0	0,3	44,4	18,3	0	0,3	0
1001861	1,2	5,3	0,7	0	0	1,1	37,7	4,0	0	0	22,0	27,0	0,8	0,4	0
1001862	4,8	2,9	0,4	0	3,1	0,4	20,9	4,0	0	44,2	12,1	5,7	0	1,5	0
1001863	33,1	3,5	1,0	0	0	1,0	29,2	1,1	0	0	22,3	8,1	0,4	0,2	0
1001864	0,7	1,7	0,5	0	0	0,2	13,0	0,2	0	0	79,5	4,0	0,2	0	0
1001866	0,1	2,1	0	0	0	0,9	24,8	0,2	0	0	68,4	2,1	1,4	0	0
1101861	1,1	2,2	0	0	0	0,5	26,6	1,1	0	1,3	61,0	5,7	0,5	0	0
1001865	0	1,4	0	0,3	0	0,2	28,0	0	0	0	64,0	3,1	1,8	1,1	0
1001867	0	0	0	0	0	0	2,1	0	0	0	95,8	1,3	0,9	0	0
801861	70,9	5,5	12,9	0,5	8,6	0,4	1,3	0	0	0	0	0	0	0	0
801864	0	0	0	0	1,3	0	60,2	20,9	17,6	0	0	0	0	0	0

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aguirre, L.; Hervé, F. & Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystalinikum* 17, 7-19.
- Besoain, E. 1985. Minerales primarios. en J.TOSSO (Ed.): Suelos volcánicos de Chile, 109-129. Ministerio de Agricultura.
- Boenigk, W. 1983. *Schwermineralanalyse*. VII + 158p. Enke.
- Brüggen, J. 1945. Miscelánea Geológica de las Provincias de Valdivia y Llanquihue. *Rev.Chil.Hist.Geol.*, 26p.
- Carver, R.E. (1971). Heavy mineral separation. en R.E.CARVER(Ed.): *Procedures in Sedimentary Petrology*, 427-452. (Wiley).
- Fessenden, F.W. (1959). Removal of heavy liquid separates from glass centrifuge tubes. *Journ.Sed.Petr.* 29 (4), 621.
- Folk, R.L.(1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. 182p. 3Ed.(Hemphill).
- Frutos, J. & Alfaro, G. (1985). El complejo ofiolítico del ámbito eugeosinclinal Paleozoico en la Cordillera de la Costa del sur de Chile. *Actas IV Congr.Geol.Chil.*, Acta 1, 332-369.
- García, F. (1968). Estratigrafía del Terciario de Chile Central. en G.CECIONI(Ed.): *El Terciario de Chile*, 25-58. (Andrés Bello).
- Godoy, E. 1979. Metabasitas del basamento metamórfico chileno, nuevos datos geoquímicos. *Actas IICongr.Geol.Chil.*, Acta 2, E133-E148.
- Grimm, W.D. (1965), *Scwermineralgesellschaften in Sandschütungen erläutert am Beispiel der*
- Hauser, A. (1971). Geología. en IREN(Ed.): *Estudio integrado de los recursos naturales de Cautín*, 18-72.
- Hervé, F. (1977), *Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile*. en T.ISHIKAWA & L.AGUIRRE(Eds.): *Comparative studies of the geology of the circumpacific orogenic belt in Japan and Chile*. *Jap.Soc.Prom.Sci.*, 1-51.
- Hervé, F.; Godoy, E.; del Campo, M. & Ojeda, J. (1976). Las metabasitas del basamento metamórfico de Chile Central y Austral. *Actas I Congr.Geol.Chil.*, Acta 2, F175-F187.
- Hubert, J.H. (1971). Analysis of heavy-mineral assemblages. en R.E.CARVER(Ed.): *Procedures in Sedimentary Petrology*, 453-478. (Wiley)
- Illies, H. (1960). *Geologie der Gegend von Valdivia/Chile*  
Abh. 111, 30-110.

- Kato, T.T. (1985). Pre-Andean orogenesis in the Coast Ranges of central Chile. *Geol.Soc.Am.Bull.* 96, 918-924.
- Loske, W. (1985). Die Zirkonvarietätenanalyse als Beitrag zur Ermittlung von Sedimentschüttungen im Ebbe-Sattel (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.* 170, 385-417.
- Martínez, R. & Pino, M. (1979). Edad, Paleoecología y Sedimentología del Mioceno marino de la Cuesta Santo Domingo, Valdivia, X Región. *Actas II Congr.Geol.Chil.*, Acta 3, H103-H124.
- Martínez, R. & Zuniga, P. (1976). Edad y Paleoecología de la Fm Cholchol, Provincia de Cautín, Chile. *Actas I Congr.Geol.Chil.*, Acta 1, C107-C121.
- Miller, H. (1970). Vergleichende Studien an prämesozoischen Gesteinen Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Kleintektonik. *Geotek.Forsch.* 36, 1-64.
- Ojeda, J. (1976). Estudio petrológico y estructural del Basamento metamórfico y de la serpentinita del Morro Bonifacio, Provincia de Valdivia, Décima Región. Memoria de Título. Depto. Geología. Univ. de Chile, 94p.
- Oyarzún, R. (1986). El complejo de Nahuelbuta - Queule: un posible caso de acreción paleozoica en Chile Central Sur. *Estudios Geológicos* 42 (1), 11-22. Madrid.
- Pettijohn, F.J. (1975). *Sedimentary Rocks*. 3.Ed. XII + 628p (Harper & Row).
- Philippi, R. (1887). Die tertiären und quartären Versteinerungen Chiles. 226p. (Brockhaus).
- Pino, M. (1987). Stratigraphie, Granulometrie und Schwermineralanalyse der miozänen silikoklastischen Ablagerungen der Provinz Valdivia, Südchile. Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades. WWU Münster, 209p.
- Pino, M. & Mulsow, S. (1983). Distribución de facies granulométricas en el estuario del Rio Queule, IX Región: un análisis de Componentes Principales. *Rev.Geol. de Chile* 18, 77-85.
- Saliot, P. (1969). Etude éologique dans l'ile de Chiloé (Chili). *Bull.Soc. géol de France* 7, 388-399.
- SAS Institute (1985). SAS user's Guide. en SAS INSTITUTE INC (Ed.): Version 5, Statistics, The factor Procedure, 335-375.
- Scull, B.J. (1960). Removal of heavy liquid separates from glass centrifuge-alternate method. *Journ.Sed.Petr.* 30 (4), 626.
- Ver, E. (1980). Factor Analysis of a hyperiid amphipod assemblage Pacific central Gyre. *Mar.Ecol.Prog.Ser.* 2, 109-120.



- Tavera, J.; Valdivia, S. & Valenzuela, E. (1985). Mioceno fosilífero del del sur de Chile: Isla de Chiloé a Península de Taitao. Actas IV Congr. Geol.Chil., Acta 1, 546-568.
- Valenzuela, E. (1982). Estratigrafía de la boca occidental del Canal de Chacao, X Región, Chile. Actas III Congr. Geol.Chil., Acta 2, A343-A376.
- Vergara, M. & Drake, R. (1976). Evidencias de periodicidad en el volcanismo cenozoico de los Andes Centrales. Actas I Congr. Geol.Chil., Acta 2, F153-F161.
- Vergara, M. & López, L. (1982). El volcanismo Mioceno y Plioceno entre los 36° y 40°L.S. de los Andes chilenos: comentario y revisión. Actas V Congr. Geol. Arg., Acta 3, 513-521.
- Vergara, M. & Munizaga, F. (1974). Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic vulcanism in Central-South Chile. Geol.Soc.Am.Bull. 85, 603-606.
- Zeil, W. (1964). Geologie von Chile. 233p. (Gebruder Borntraeger).