Características y propiedades de algunos Dystrandepts de la Región de Los Lagos, sur de Chile. I. Mineralogía, génesis y propiedades de los suelos[1]

Eduardo Besoain M.[2]
Gloria Sepúlveda W.[2]

INTRODUCCION

Durante el Cuaternario, la Región de Los Lagos, situada en el sur de Chile (Lat. 39º a 41º S.) fue asiento de varios episodios glaciales, conectados a fuerte actividad volcánica, que fueron decisivos en la formación de los suelos de la región. Los glaciares, en su avance hasta la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, rellenaron la depresión central, adoptando la forma de grandes lóbulos, de tipo alpino o alaskiano, y originaron numerosos lagos. En conjunto, esta región constituye un piedmont glacial hiperhúmedo, temperado, con un verano de dos o tres meses secos, que incluye un bosque pluvial (Laugenie y otros, 1975). Como consecuencia de la actividad volcánica asociada, el piedmont tiene la originalidad morfológica de ser no sólo glacial, sino volcánico. Al sur del río Allipén, los depósitos volcánicos incluyen tres categorías fundamentales (Laugenie y otros, 1975):

- Grandes planicies de lahar, coincidentes con períodos de actividad morfológica reducida (fases de retroceso glacial o interglacial);
- Diversas formas de depósitos post–glaciares en los valles andinos (lahares, coladas, conos de deshielo); y
- Depósitos de cenizas volcánicas que cubren morrenas y terrazas, con espesor y edad variables.

Las cenizas volcánicas, predominantemente andesítico–basáltico, incluyendo a veces términos pumicíticos félsicos, de acuerdo a su edad y grado de alteración, han originado dos grupos de suelos: los Trumaos y los Rojos Arcillosos. Los primeros, de edad post–Würm (Besoain, 1969), son Andosoles o Andepts (USDA, 1975), en tanto que los segundos son Ultisoles o Alfisoles, de edad probable Mindell–Riss (Besoain, 1969) o Riss–Würm (Laugenie y otros, 1975). Algunos trabajos de orden estratigráfico o tefrocronológico, con relación a estos suelos, han sido hechos (Laugenie y otros, 1975) o se están desarrollando (Lauer y Besoain, 1981, no publicado).

Los trumaos de esta región no constituyen un conjunto coetáneo y su edad parece fluctuar desde suelos recientes (series Chanleufu o Puyehue) a suelos de edad Artica o de la fase final del Würm, como la serie Corte Alto. Ello está evidenciado, tanto por el contenido de los vidrios volcánicos detríticos, el olivino e inosilicatos, los óxidos de hierro y aluminio, como por la cantidad y estado de alteración de los feldespatos y fitoopalitos. Entre los trumaos existen, además, diferencias en el contenido y composición de las arcillas; aparte del alofán, puede encontrarse imogolita, metahaloisita, esmectitas, minerales de 14A e interes-

---

[1] Recepción de originales : 28 de octubre de 1980.
Se agradece al Prof. Dr. S. Aomine el haber proporcionado las muestras de suelos japoneses Kodonbaru y Kitakami.

[2] Ing. Agr., Dr., Estación Experimental La Platina (INIA), Casilla 5427, Santiago, Chile.

[3] Químico, Estación Experimental La Platina (INIA), Casilla 5427, Santiago, Chile.

tratificados y otras especies, relacionadas directamente a la edafogénesis y evolución. Admitiendo que la descomposición de los vidrios parentales origina casi invariablemente alofán (o imogolita) y que éste se organiza en el tiempo para formar haloisita/metahaloisita (Besoain, 1974), su presencia y contenido en los Andosoles se relacionará con la edad del suelo. Estos argumentos posibilitan sólo la asignación de edades relativas; edades absolutas, obtenidas por métodos radiométricos, son muy escasas, exceptuando algunos trabajos de Mercer (1976) y Laugenie (1971).

Los componentes activos de los Andosoles, relacionados directamente al alofán, imogolita y compuestos semejantes al alofán ("allophane–like compounds", Wada, 1977), poseen una actividad química y físico–química que afecta la nutrición de las plantas, las propiedades de retención de agua, de iones, etc., de modo que su estudio no sólo es interesante sino indispensable para comprender las propiedades de estos suelos. Puesto que una parte considerable de la agricultura de esta zona se desarrolla sobre Andosoles, en la medida que se conozcan mejor sus propiedades se podrán perfeccionar soluciones técnicas que optimicen su producción y productividad. Por ello, el objeto de este trabajo es estudiar, en una primera etapa, la mineralogía y su génesis y, en una segunda etapa, las propiedades físico–químicas de las arcillas, factores éstos que determinan el comportamiento de los suelos.

De los suelos de la Provincia de Osorno (X Región) se seleccionaron las series de suelos Corte Alto, Osorno y Puyehue (Figura 1), que conforman una cronosecuencia. Las dos últimas tienen considerable interés agrícola; la serie Corte Alto, aunque de extensión más reducida, es edafológicamente importante, ya que de acuerdo a su status mineralógico representa el término más evolucionado del conjunto. Como patrones de comparación, se incluyeron muestras de los suelos japoneses Kodonbaru y Kitakami , cuya descripción se muestra en el Cuadro 1.

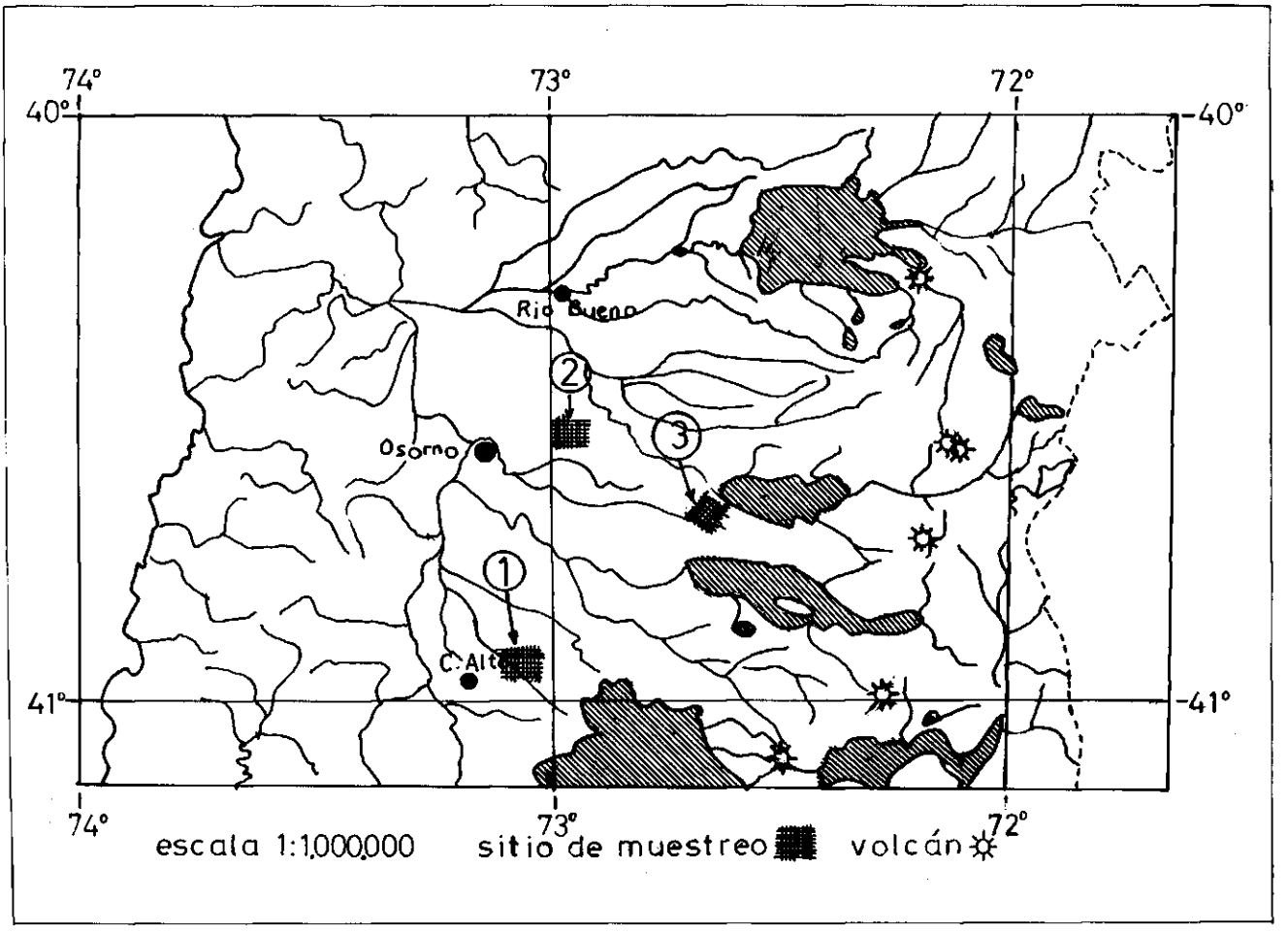


Figura 1. Localización de los sitios de muestreo en la Región de Los Lagos en el centro–sur de Chile. (1) Corte Alto, (2) Osorno, (3) Puyehue.

CUADRO 1. DESCRIPCION DE LAS MUESTRAS

Lab. Nº	Suelo	Horizonte	Prof. en cm	Localización	Material parental	Mineralogía de las arcillas (2)	Clasificación
355	Osorno	Ap	0 – 13	Osorno, Remehue	Cenizas volcánicas	A, mH, Al–O,	Medial mesic family of the
356		A11	13 – 25	Lat. 40°31' S	andesítico–basálticas	Fe_{am}	typic Dystrandepts
357		A3	35 – 47	Long. 73°5' W			
358		(B) 21	47 – 74			Trazas I	
359		(B) 22	74 – 100				
360		IIC	+ 100				
367	Corte Alto	Ap	0 – 8	2,5 km de Purranque (Llanquihue)	Cenizas volcánicas	I, A, mH, G,	Ashy mesic family of the
368		A11	8 – 30	Lat. 40°51' S	andesítico–basálticas	Fe_{am}, Al–O	the típic Dystrandepts
369		(B)1	30 – 46	Long. 73°11' W			
370		(B)21b	46 – 66				
371		(B)22b	66 – 86				
372		(B)3b	86 – 160				
1	Puyehue	A11	0 – 20	3,5 km al este de Puyehue (Osorno)	Cenizas volcánicas	I, A, G, Fe_{am},	Tixotropic, mesic family
2		AC	20 – 60	Lat. 40°39' S	andesítico–basálticas	Al–O, Q, f, Cr	of the hydric Dystrandepts
3		C1	60 – 90	Long. 72°19' W			
4		C2	+ 90				
K_1	Kodonbaru	B/C	30 – 60	Uemura, Kumamoto Kyushu (Japón)	Ceniza andesítica	A, I, Fe_{am}, Mt,	Typic Dystrandept
				Lat. 23°13' N	vítrea	V, Cl, K	
				Long. 130°55' E			
K_2	Kitakami[1]	III : estrata	75 – 125	Murasakino, Iwate–ken (Japón)	Pomez	I, A, G, Q, f, V	
				Lat. 39°19' N		Int.	
				Long. 141°08' E			

Simbología : I = imogolita; A = alofán; G = gibbsita; Q = cuarzo; f = feldespato ; mH = metahaloisita; Fe_{am} = óxido de hierro amorfo; Al–O = complejos órgano–alofánicos; Cr = cristobalita; V = vermiculita; Int. = Interestratificado; Cl = clorita.

[1]Depósito de pomez.

MATERIALES Y METODOS

Los suelos estudiados son las series Osorno y Corte Alto (Typic Dystrandepts) y la serie Puyehue (Hydric Dystrandept), cuya localización y descripción se muestra en la Figura 1 y Cuadro 1. Las determinaciones analíticas fueron las siguientes:

- Granulometría : método de la pipeta, siguiendo el procedimiento de Ahmad y Prashad (1970), dispersando con $Zr(NO_3)_4.5H_2O$ y aplicando ultrasonido (75,5 W/cm^2).
- Oxidos de hierro extractables : método de Mehra y Jackson (1960), determinando el hierro por absorción atómica (λ = 302 mμ).
- Carbono orgánico : método de Walkley y Black (Black, 1965) por vía húmeda y con horno de combustión en corriente de oxígeno, por vía seca.
- pH : potenciométricamente en suspensiones de suelo : H_2O, en relación 1:1 y suelo: $CaCl_2$ y suelo: KCl, en soluciones 1N, con relaciones 1:10 y 1:2,5, respectivamente.
- Cationes de intercambio : método de Black (1965), desplazando con acetato–NH_4 1N. El Na^+ y K^+ se determinaron por fotometría de llama y el Ca^{++} y Mg^{++} por absorción atómica.
- Acidez de cambio : método de Peech y otros (1965).
- Capacidad de intercambio de cationes (CIC); se obtuvo por : (1) suma de cationes de intercambio (Na^+, K^+, Ca^{++} y Mg^{++}) más H^+ y (2) saturando con Na^+ (acetato–Na, pH 8,2), lavando el exceso con etanol, desplazando con acetato–NH_4, pH 7,0 y determinando el Na^+ por fotometría de llama. Estos valores se designan como CIC ΣCat y CIC_{Na}, respectivamente.
- Las fracciones aisladas de imogolita y alofán se separaron por el procedimiento de Yoshinaga y Aomine (1962a, 1962b), previa aplicación de ultrasonido (73,5 W/cm^2), durante 3 minutos. Fracciones < 0,2μ se obtuvieron por centrifugación y, homoionizadas con Na^+, se deshidrataron por liofilización, preservándose, ya sea en vacío con P_2O_5, o como suspensiones floculadas con NaCl.
- El análisis mineralógico de las arenas (500–50μ) se efectuó en secciones delgadas, obtenidas por fijación de esta fracción en una base de plástico ("vestopal"), cortadas y pulidas como una preparación petrográfica y observadas con microscopio Zeiss–POL.
- Espectros infrarrojos (IR) se registraron con un espectrofotómetro Perkin–Elmer 337, usando como celdas de absorción pastillas de arcilla–KBr, con una relación sal: muestra de 300:1, comprimidas con 9 ton/cm^2 al vacío.
- Las arcillas (< 0,2μ) fueron examinadas con microscopio electrónico (ME) y con difractor de rayos X. Para ME, las suspensiones de arcilla se colocaron sobre una película de colodión cubierta con grafito, o directamente sobre una microgrilla plástica, y examinadas con baja (8.000 x) o alta (250.000 x) resolución, siendo los aumentos fotográficos de 56.000 y 600.000 veces, respectivamente. Los diagramas de difracción de rayos X se efectuaron con un difractómetro automático Philips NORELCO, con radiación Ka–Cu, filtro de Ni y sistema de procesamiento PHA (Pulse High Analyzer).
- Análisis químico elemental : se usó el método de Pruden y King (1969), en muestras desferrizadas y homoionizadas con Na^+.
- Análisis térmico diferencial (ATD) ; se efectuó en muestras de alofán, equilibradas en una atmósfera de 56,4 por ciento de humedad relativa (MacKenzie, 1957), usando un aparato NETZSCH automático, en atmósfera inerte de N_2.

RESULTADOS

CARACTERISTICAS DEL SUELO

El análisis de las propiedades químicas, físicas y mineralógicas (Cuadros 2, 3 y 4) indica que las diferencias que exhiben los suelos están determinadas por causas genéticas, incluyendo diferencias de edad. Puesto que los suelos provienen de cenizas basáltico–andesíticas similares, el contenido de arcilla puede ser indicativo del desarrollo siendo en tal sentido Corte Alto > Osorno > Puyehue. Como se vé en el Cuadro 2, en cada perfil no hay diferencias granulométricas significativas, exceptuando el horizonte IIC del suelo Osorno y el horizonte (B)3b del suelo Corte Alto, con 49,6 y 9,8 por ciento de arena, respectivamente. En el caso del suelo Puyehue, la juventud de los depósitos y la cercanía al centro emisor, han determinado que su textura sea más gruesa.

El contenido de materia orgánica (Cuadro 2) es mayor en el suelo Puyehue comparado con el suelo Corte Alto u Osorno. Como es usual, en las primeras etapas de desarrollo de los Andosoles se estimula una intensa acumulación de materia orgánica que, a menudo, sobrepasa el 15 por ciento de carbono y es la causa por la cual se estabiliza el aluminio liberado por meteorización de las cenizas volcánicas, en forma de complejos humus–Al, retardando su degradación posterior (Wada y Harward, 1974).

El contenido de carbono orgánico difiere según se determine por el método de combustión seca o por vía húmeda, siendo el primero invariablemente mayor que el segundo, excepto en el horizonte C2 del suelo

CUADRO 2. ALGUNAS PROPIEDADES FISICAS, QUIMICAS Y FISICOQUIMICAS DE LOS SUELOS

	Granulometría (%)			pH					Carbono orgánico %		Cationes de Cambio				Σ cat.	Acidez de cambio: H^+	CIC		Sat. bases (%)		Fe_2O_3 Extr. (%)
Lab. Nº	Arena 2000/50μ	Limo 50/2μ	Arcilla < 2μ	$CaCl_2$ 1:2,5	$CaCl_2$ 1:10	KCl 1:2,5	KCl 1:10	H_2O 1:1	(A)	(B)	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+ (meq/100 g)			(C)	(D)	(E)	(F)	
355	10,1	50,9	39,1	4,85	4,85	4,65	4,70	5,00	18,4	13,4	6,2	1,3	1,6	0,2	9,3	58,0	67,3	48,0	19,4	13,8	7,9
356	10,0	51,4	38,6	4,70	4,70	4,55	4,60	4,95	13,6	9,9	3,4	0,6	0,4	0,1	4,5	55,0	59,5	41,0	11,0	7,6	8,5
357	10,8	55,0	32,9	4,80	4,85	4,75	4,85	5,35	8,8	7,0	1,8	0,4	0,4	0,1	2,7	53,3	60,0	34,0	8,0	4,5	9,5
358	7,5	58,5	34,0	5,30	5,35	5,30	5,45	5,90	7,8	5,3	2,6	0,4	0,6	0,1	3,7	50,7	54,4	34,0	11,8	6,8	9,3
359	12,4	42,1	45,8	5,85	5,90	5,80	5,95	6,15	8,2	8,4	4,9	0,6	0,5	0,1	6,1	45,7	51,8	34,0	18,0	11,8	10,0
360	49,6	37,1	13,3	6,10	6,10	5,85	5,95	6,50	1,5	1,0	0,7	0,2	0,1	0,1	1,1	24,1	27,5	18,0	6,1	4,0	8,0
367	16,1	52,3	31,5	4,75	4,80	4,60	4,70	5,30	20,1	17,7	5,8	1,7	0,7	0,3	8,5	61,0	69,5	89,1	9,5	12,2	9,4
368	17,9	48,4	33,8	4,80	4,80	4,65	4,70	5,50	12,3	10,9	2,9	0,4	0,5	0,1	3,9	65,4	68,0	42,0	9,3	5,7	10,0
369	19,8	35,9	44,4	5,40	5,45	5,40	5,50	5,95	5,2	3,4	2,7	0,3	0,2	0,1	3,3	39,2	42,5	27,0	12,2	7,8	11,9
370	14,0	44,3	41,8	6,00	6,10	6,00	6,10	6,25	4,0	2,7	3,1	0,4	0,7	0,1	4,3	37,1	41,4	24,0	18,0	10,4	11,4
371	16,2	33,9	49,9	6,10	6,10	6,05	6,15	6,15	3,4	2,1	3,3	0,6	0,1	0,2	4,2	34,6	38,8	22,0	19,1	10,8	11,9
372	9,8	46,5	43,7	6,00	6,10	6,05	6,15	6,00	4,1	2,5	3,0	0,4	0,1	0,1	3,6	41,1	44,7	25,0	14,4	8,0	11,4
1	20,2	56,4	23,4	4,85	4,90	4,85	4,90	5,05	23,9	11,8	2,3	0,4	0,2	0,2	3,1	73,8	76,9	47,0	6,6	4,0	7,2
2	18,7	52,5	32,3	5,45	5,50	5,55	5,55	6,20	21,4	8,0	2,4	0,4	0,1	0,1	3,0	79,2	82,2	44,0	6,8	3,6	7,7
3	13,1	58,6	29,0	5,90	5,90	5,95	6,00	6,35	8,4	6,3	2,2	0,6	0,1	0,1	3,0	97,7	00.7	44,0	6,8	3,0	7,3
4	16,1	57,1	29,7	6,00	6,10	6,20	6,15	6,10	2,9	3,3	2,5	0,8	0,1	0,1	3,5	56,7	60,2	47,0	7,4	5,8	8,7
K_1	39,5	33,9	24,7	5,80	5,80	5,72	5,73	6,00	1,8	1,7	0,3	0,2	0,1	0,1	0,7	31,9	32,6	54,9	1,3	2,1	6,6
K_2				5,55		5,50		6,00	0,6	0,5								30,0			

Símbolos : (A) = Determinado en horno de combustión; (B) = método de Walkley y Black (1964); (C) = $CIC_{\Sigma cationes}$; (D) = CIC_{Na^+}; (E) = % saturación de bases: S/CIC_{Na} x 100; (F) = % saturación de bases: $S/CIC_{\Sigma Cat.}$ x 100.

Puyehue. Ambos métodos se relacionan mediante la ecuación y = 0,58x + 1,1 (con r^2 = 0,78 – siendo y el método de Walkley y Black o vía húmeda y **x** el método por vía seca). Graficando los valores de carbono orgánico (Cuadro 2), se observa que con el incremento en el contenido de este elemento hay mayor dispersión de los valores, de modo que la ecuación opera bien con valores de carbono inferiores a 10–12 por ciento. La diferencia entre ambos métodos parece deberse a una oxidación incompleta de la materia orgánica, al usar el método de Walkley y Black (Black, 1965), hecho comprobado por Freitas (1971), al cuantificar el carbono por estos métodos en numerosos Andosoles chilenos. Dado el amplio uso que de este último método se hace, es conveniente revisarlo cuando se aplique en Andosoles.

Los pH_{H_2O}, a equivalencia de profundidad, son semejantes entre sí y varían entre 4,95 y 6,50. Los pH tienden a aumentar con la profundidad del perfil, en relación directa al contenido de óxidos extractables de hierro e inversa al carbono orgánico. Se observa, además, que el pH es dependiente de la concentración de electrolitos, del catión correspondiente y de la relación suelo : solución. Esta última relación es clara con los pH_{KCl}, pero no tan marcada con los pH_{CaCl_2}. Los pH_{H_2O} son mayores que los pH_{KCl}, excepto en el horizonte (B)3b del suelo Corte Alto y C2 del suelo Puyehue. Según el electrolito, el pH de los suelos sigue, en general, el orden $CaCl_2 < KCl < H_2O$, o KCL $< CaCl_2 < H_2O$, cuando se usan relaciones suelo: solución de 1:10 o 1:2,5, respectivamente.

Las variaciones del pH_{KCl} y pH_{CaCl_2} podrían explicarse considerando la naturaleza anfotérica del alofán, mineral dominante en las arcillas de estos Andosoles. Representando el alofán idealmente como Ⓐ, con iones OH^- y H^+ adsorbidos en la periferia de la partícula, éste reaccionaría con la solución salina, por ejemplo KCl, intercambiando iones H^+ y OH^- con los iones de la sal, como puede verse en el esquema siguiente (S. Aomine, comunicación personal):

El signo de la carga eléctrica está dado por la relación $\Delta pH = pH_{KCl} - pH_{H_2O}$. Si bien en la mayoría de los horizontes, especialmente los superiores, el $pH_{KCl} < pH_{H_2O}$, en algunos horizontes inferiores el $pH_{KCl} > pH_{H_2O}$, es decir, el Δ pH es positivo. En el primer caso, con fuerte influencia del contenido orgánico, hay más disponibilidad de cargas negativas y, en KCl, hay liberación de iones H^+, resultantes del intercambio entre H^+ y K^+ (ecuación a); además, según el esquema anterior, se verifica que $p' > p''$. En el segundo caso (horizontes (B)3b de Corte Alto y C2 de Puyehue), las cargas positivas se encuentran en exceso y, en KCl, se liberan iones OH^-, como resultado del intercambio de aniones entre el OH^- y el Cl^- (ecuación b), verificándose que $p' < p''$. Existe también un Δ pH = 0 es decir, cuando el pH_{KCl} es igual al pH_{H_2O} (ecuación c), esto es, cuando $p' = p''$, como ocurre en el horizonte (B)22b del suelo Corte Alto, cuando el pH_{KCl} se ha determinado con una relación suelo : solución 1:10.

Respecto a la CIC, cuando se obtiene por la suma de cationes básicos más H^+ intercambiable, es significativamente superior a la CIC convencional, determinada por desplazamiento del Na^+ absorbido ($CIC_{\Sigma cat}$ y CIC_{Na}, respectivamente). Tal diferencia, concordando con el criterio de Pawluck y Carson (1963), es atribuible a la obtención de valores muy elevados de acidez de cambio al ser determinada por el método de Peech y otros (1962), así como a las diferencias de pH con que estos métodos operan. Los valores CIC obtenidos con ambos métodos, se relacionan mediante la ecuación lineal y = 0,61x + 1,09, siendo r^2 = 0,84 , y = CIC_{Na} , x = $CIC_{\Sigma cat}$ (en el cálculo de la ecuación, de 17 valores se descartaron 3, evidentemente discrepantes). En general, los valores CIC_{Na} obtenidos (Cuadro 2) son los usuales para los Andosoles y comparables a los publicados por autores japoneses (Aomine y Yoshinaga, 1955; Aomine y Jackson, 1959). El que la CIC más alta se encuentre en los horizontes superiores de los suelos se debe a la influencia de las cargas negativas aportadas por la materia orgánica.

a	H	Ⓐ	OH	+	KCl	K	Ⓐ	OH	+	HCl			
b	H	Ⓐ	OH	+	KCl	H	Ⓐ	Cl	+	KOH			
c	H	Ⓐ	OH	+	KCl	K	Ⓐ	Cl	+	H^+	+	OH^-	
d	H_m	Ⓐ	OH_n	+	pKCl	$H_{m-p'}$	Ⓐ	$OH_{n-p''}$	+	p'HCl	+	p''KOH	

Además, se cumple que :

Si $p' > p''$, entonces p' HCl > p''KOH, por lo que el pH_{KCl} es < que el pH_{H_2O}
$p' = p''$, entonces p' HCl = p''KOH, por lo que el pH_{KCl} es = que el pH_{H_2O}
$p' < p''$, entonces p' HCl < p''KOH, por lo que el pH_{KCl} es > que el pH_{H_2O}

Los valores de la saturación de bases (SB) son bajos, característicos de suelos fuertemente desaturados, y fluctúan, según el método de obtención de la CIC, entre 1,3–19,4 por ciento ($SB = S/CIC_{Na} \cdot 100$) a 2,1–13,8 por ciento ($SB = S/CIC_{\Sigma cat} \cdot 100$) (Cuadro 2).

En referencia al contenido de óxidos extractables de Fe, estos varían entre 7,2–11,9 por ciento y tienden a aumentar con la profundidad del perfil (Cuadro 2). Como los óxidos se acumulan en el tiempo, su contenido se relaciona con el grado de madurez del suelo, siendo en tal sentido, el suelo Puyehue menos evolucionado que Osorno y éste, que Corte Alto. Diversos argumentos mineralógicos confirman este punto de vista.

MINERALOGIA

Arenas (500 – 50μ)

El análisis de las muestras –suelo y subsuelo– permite distinguir la existencia de dos asociaciones minerales: una volcánica y otra metamórfico–cristalina. En la **asociación de origen volcánico**, se encuentran minerales, como plagioclasas, olivino, piroxenos, además de vidrios y pómez y de diversos fragmentos de roca, especialmente de pasta basaltoídea, observándose transiciones entre los fragmentos rocosos, los vidrios y pómez. En algunas muestras, los fragmentos de roca están cubiertos con una pátina de alteración pulverulenta, de brillo metálico a sub–metálico y que corresponde a óxidos de Fe de tipo hematita/goethita, la cual dificulta, a veces, reconocer el fragmento original. En estos fragmentos, los minerales libres se encuentran como fenocristales. En la **asociación de origen metamórfico** se presentan minerales libres, como cuarzo, plagioclasa sericitizada, feldespatos alcalinos, clorita (pseudomorfa de biotita), turmalina y diferentes intercrecimientos entre ellos. En varias muestras se observan estructuras metamórficas típicas, como mimerkita y pertita, así como fragmentos migmatíticos, fuerte a completamente pseudomorfos de epidota. En todas las muestras se presenta opal inorgánico, cuyo origen es dudoso.

La composición cuantitativa de las arenas se muestra en el Cuadro 3.

El horizonte Ap del suelo Corte Alto presenta una **asociación volcánica** constituida por plagioclasa fresca (10 por ciento), clinopiroxeno (7 por ciento), ortopiroxeno (6 por ciento), estando algunos incluidos en vidrio (Figura 2b), olivino parcialmente incrustado con material opaco, v.gr. hematita (7 por ciento), fragmentos de diversas rocas intermediarias y basaltoides (11 por ciento). El contenido de vidrios alcanza sólo al 4 por ciento. La **asociación cristalina** incluye plagioclasa alterada, sericitizada, saussuritizada, mimerkítica (10 por ciento), feldespato alcalino caolinizado (3 por ciento), cuarzo (15 por ciento), fragmentos cristalinos parcialmente epidotizados (2 por ciento), fragmentos de granito gráfico (Figura 2a) y varios componentes accesorios, como clorita, turmalina y opal.

El horizonte (B)3b del suelo Corte Alto se parece al horizonte Ap, siendo la proporción entre la asociación volcánica y cristalina de 50:50. La **asociación volcánica** comprende plagioclasa con alguna corrosión zonar (10 por ciento), ortopiroxeno (3 por ciento), clinopiroxeno (3 por ciento), vidrio en baja proporción (3 por ciento), con inclusiones de plagioclasa y piroxeno. Además, se presentan fragmentos de rocas intermediarias, en parte holocristalinas (10 por ciento) (Figura 2d), basaltoídeas, algunas fuertemente impregnadas con óxidos de Fe (5 por ciento) y otras con restos de clorita (Figura 3e). La **asociación cristalina** comprende plagioclasa asricitizada, saussiritizada, mimerkítica (12 por ciento), feldespato alcalino asociado con cuarzo (4 por ciento) y en parte con clorita, biotita y epidota. Como minerales accesorios se encuentra clorita, turmalina u opal inorgánico.

El horizonte Ap del suelo Osorno está formado por arenas que incluyen, esencialmente, minerales de la asociación volcánica (90 por ciento) y escasos minerales cristalinos (10 por ciento), estando todos los componentes fuertemente impregnados con hematita. La **asociación volcánica** está formada por granos frescos de plagioclasa tabular (28 por ciento), clinopiroxeno (7 por ciento) y ortopiroxeno (5 por ciento), la mayoría con ribetes vítreos o incluidos en vidrio, olivino (1 por ciento), opacos de alteración (10 por ciento), fragmentos líticos basaltoídeos, con pátina de alteración (2 por ciento), fragmentos de rocas intermediarías (3 por ciento) y otros de diversa naturaleza impregnados de óxidos (12 por ciento). La muestra contiene, además, una elevada cantidad de vidrio (25 por ciento), con un contenido variable de microlitos. La **asociación cristalina metamórfica** comprende fragmentos gruesos de intercrecimientos de cuarzo/feldespato (3 por ciento), plagioclasa epidotizada (2 por ciento) y opal inorgánico (2 por ciento), incluyendo, como accesorios, turmalina, plagioclasa sericitizada, feldespato alcalino y cuarzo.

El horizonte (B)22 del suelo Osorno tiene sus arenas formadas practicamente por una **asociación volcánica**. Dentro de los minerales libres se encuentran piroxenos, especialmente clinopiroxenos (14 por ciento), algunos corroídos y con inclusiones de picotita (espinela) o vidrio, plagioclasa fresca, en forma de cristales astillados o idiomorfos y a menudo con envoltura vítrea (30 por ciento), olivino (2–3 por ciento), parcialmente impregnados con hematita, granos opacos de alteración redondeados, parcialmente idiomorfos

CUADRO 3. COMPOSICION MINERALOGICA DE LAS ARENAS (%)

Suelo	Horizonte (Nº de laboratorio)	Vidrio	Pomez	Cuarzo	Opal (inorgánico)	Intercrecimientos de cuarzo- feldespato	Plagioclasa	Plagioclasa epidotizada	Microlina	Clorita	Clinopiroxeno	Ortopiroxeno	Turmalina	Olivino	Oxidos de hierro con predominio de hematita	Granos metálicos	Rocas basálticas	Rocas intermediarias	Fragmentos de roca impregnados	Intercrecimientos complejos	Cristalinos	Cristalinos epidotizados	Cristalinos antiguos
C. Alto	Ap (367)	4		15	2		10	10[a]	3[d]	1	7	6	1	7	3	3	2	7	2		15	2	
	(B)3b (372)	3		20	1		10	12[a]	4[d]	1	3	3	1	5		5	5	10[c]	5	10[e]		2	
Osorno	Ap (355)	25		Ac.	2	3	28	2			7	5	Ac	1		10	2	3	12			2	
	(B)22 (359)	10					30				13	1		2–3		15–20	4	4	15	3[f]			
Puyehue	A11 (1)	20 (f_1, f_2, d)					20	Ac			8	4		Ac	Ac	4	Ac	20[g]	12				Ac
	C2 (4)						Ac				30[i]			Ac			Ac	70[h]					

Simbología : a = sericitizado, saussiritizado, mimerkítico; b = intercrecimiento de vidrio + feldespato + cuarzo; c = con fenocristales de olivino + plagioclasa + piroxeno; d = caolinizada, pertítica; e = estructura de plagioclasa + feldespato alcalino + cuarzo; f = estructura de cuarzo = feldespato con clorita, epidota y hematita; g = incluye transiciones desde una base vítrea a textura pumicítica ; h = fuertemente impregnada con vidrio; i = con inclusiones de vidrio.
f_1 = colorcado; f_2 = incoloro; d = con inclusiones.



a. Fragmento de granito gráfico con típico crecimiento cuneiforme del cuarzo y feldespato alcalino. Horizonte Ap, suelo Corte Alto.



b. Fragmento de vidrio con cristal de ortopiroxeno incluido. Horizonte Ap, suelo Corte Alto.



c. Cristal de olivino mostrando alteración hematítica. Horizonte (B)3b, suelo Corte Alto.



d. Fragmento de roca intermediaria con magnetita y masa fundamental de piroxeno y plagioclasa. Horizonte (B)3b, suelo Corte Alto.

Figura 2. Microfotografías de secciones delgadas de muestras de arena de Andosoles chilenos.

(15–20 por ciento), difíciles de separar de los fragmentos de roca, con envoltura hematítica (15 por ciento). Los fragmentos de roca están constituidos por vidrio (10 por ciento), de colores variados y diversos contenidos de microlitos; muestran transiciones desde una pasta más o menos bien cristalizada a una estructura pumicítica con típica forma de rizos. Se presentan algunos fragmentos de basalto (4 por ciento), con plagioclasa y piroxenos incluidos en la masa, fragmentos de rocas intermediarias (4 por ciento), de tipo andesita–traquita, así como fragmentos de roca fuertemente impregnadas con pátina de alteración pulverulenta, de brillo metálico, que hace muy difícil su identificación (15 por ciento), además de gruesos fragmentos de cristales de estructura de cuarzo–feldespato (3 por ciento), con restos de mica o clorita alterados a epidota, clorita, sericita o hematita.

Las arenas del horizonte A11 del suelo Puyehue incluyen minerales libres como plagioclasa (20 por ciento), parcialmente idiomórfica o fracturada con cantos agudos, pero siempre fresca, clinopiroxeno (8 por ciento), ortopiroxeno (4 por ciento), idiomórfico o con cantos redondeados, a menudo incluido en vidrio o en una masa fundamental. Un buen ejemplo de asociación de piroxeno y picotita puede verse en la Figura 3f. Además, se encuentran minerales opacos (4 por ciento) y como accesorios, olivino, hematita y plagioclasa epidotizada y sericitizada, proveniente de antigua migmatita. La muestra contiene también 20 por ciento de fragmentos de rocas intermediarias, especialmente traquitas. Pueden verse todas las transiciones posibles entre pasta vítrea, vidrios y pómez que, en elevada proporción, adoptan formas muy caprichosas e incluyen, a veces, elevada cantidad de microlitos. Se observan, también, fragmentos de rocas fuertemente impregnadas, especialmente basaltos.

El horizonte C2 del suelo Puyehue tiene arenas constituidas principalmente por fragmentos de rocas (70 por ciento) vitrificadas, gran parte de los cuales se componen de plagioclasa tabular de 0,05 mm de longitud, siempre incluida en vidrio. Parte de los fragmentos de roca, astillados, con cantos agudos y angulosos, están impregnados con una pátina de alteración férrica. Fenocristales de piroxenos, aunque raros en los fragmentos, son comunes como minerales libres (30 por ciento), prismáticos, idiomorfos, de color gris verdoso; son comunes también como inclusiones en vidrio o en una matriz pétrea. Como accesorios se encuentra plagioclasa libre, en forma de cristales tabulares, y granos de olivino, con típica envoltura de alteración. En la Figura 3g puede verse un cristal de plagioclasa incluido en una matriz de pómez.

Arcillas ($< 0{,}2\mu$)

Trabajos previos (Besoain, 1969; Besoain y González, 1977) demostraron que en las arcillas de los suelos Corte Alto y Puyehue predominaba una asociación de alofán–imogolita, en tanto que en el suelo Osorno dominaba el alofán. Sobre esta base y con el objeto de facilitar la identificación, ésta se hizo en fracciones separadas de alofán, en los tres suelos indicados, y en la imogolita de los suelos Puyehue y Corte Alto. El Cuadro 4 muestra la composición mineralógica de la arcilla total, en evaluación semi–cuantitativa.

Difracción de rayos X

La pobreza de reflexiones que presentan los diagramas de la fracción alofánica (Figura 4), se debe a la dominancia de componentes no–cristalinos, a los que se adicionan pequeñas cantidades de otros minerales.

Los difractogramas de la fracción alofán del suelo Corte Alto (Figura 4) señalan que, junto a alofán, se presenta metahaloisita (7,4Å; 4,4Å; 3,5Å), cuyo contenido disminuye con la profundidad del perfil, además de un mineral de 14Å en el horizonte Ap (¿vermiculita?), en pequeña cantidad. Además, se presenta gibbsita (4,8Å), la cual aumenta hasta el horizonte (B) 21b, trazas de cuarzo en la superficie (3,33Å; 4,27Å) y algo de α–cristobalita (4,04 Å).

La fracción arcilla del suelo Osorno, como la de Corte Alto, exhibe difractogramas con fondo intenso, típico de componentes no–cristalinos, a los que se adiciona una pequeña cantidad de metahaloisita, en los primeros horizontes (7,4 Å; 4,4Å; 3,6Å), y algo de gibbsita en el horizonte Ap.

La fracción alofánica de los suelos Puyehue y Kodonbaru es esencialmente no–cristalina, aunque en el horizonte A11 del suelo Puyehue, la reflexión a 4,8Å es atribuible a gibbsita.

Exceptuando los horizontes superficiales, la fracción imogolita de los suelos Corte Alto y Puyehue (Figura 5) presenta características similares al difractograma de la imogolita de referencia, Kitakami (Figura 5, IK_2) con máximos alrededor de 18Å, 13Å, 7Å y 5,6Å, los cuales son más intensos cuando la preparación es radiada en forma de agregados orientados; los espaciados no constituyen una serie racional. En ambos suelos, la imogolita de los horizontes inferiores denota líneas más definidas, especialmente las muestras I_4 de Puyehue e I_{372} de Corte Alto. La imogolita del suelo Puyehue tiene contaminación con minerales primarios, incluyendo plagioclasa (3,19Å; 3,20Å; 6,5Å), un anfíbol (8,4Å), así como un apreciable contenido de α–cristobalita (4,04Å), especialmente en el horizonte A11. Pequeñas cantidades de cuarzo se detectan en todas las muestras.





e. Fragmento de roca eruptiva alterada con restos de clorita. A la izquierda, con Nicols (X), a la derecha, con Nicols (//). Horizonte (B)3b, suelo Corte Alto.



f. Piroxeno y picotita bien cristalizados. Horizonte A11, suelo Puyehue.



g. Cristal de plagioclasa incluido en una matriz de pomez. Horizonte A11, suelo Puyehue.

Figura 3. Microfotografías de secciones delgadas de arenas de Andosoles chilenos.

CUADRO 4. COMPOSICION MINERALOGICA DE LA FRACCION ARCILLA (< 0,2μ)

Suelo	Laboratorio No	Alofán	Imogolita	Oxidos Fe_{am}	Complex. Org. Al	Metahaloisita	Gibbsita	$Silice_{am}$	Esmectita	Vermiculita	Clorita	Cuarzo	Plagioclasa	α – cristobalita
Corte Alto	367	+++++	tr	+	++	+	+			+		+	+	+
	368	+++++	++	++	+	+				+			tr	
	369	+++++	++++	+	+	+	++			tr				
	370	+++++	++++	+	+	+	++							
	371	++++	+++++	+	+	tr	tr							
	372	++++	+++++	+	++	+	+					+		
Osorno	355	+++++		+	+	+	+					+		+
	356	+++++		+	+	+	?					tr		
	357	+++++		+	?	+	tr					?		?
	358	+++++		+			+							
	359	+++++	tr	+		?	tr							
	360	+++++	tr	+		+				?			+	tr
Puyehue	1	+++++	+	+	++		+	++					++	+
	2	+++++	+++	+	+		+						++	+
	3	++++	+++++	+	+		+						+	+
	4	++++	+++++	+	++							+	+	+
Kodonbaru	K_1	+++++	++++	+	+	+		+	+	+	+			
Kitakami	K_2	+	+++++	tr			+			+		tr	tr	

Simbología : +++++ dominante; ++++ abundante; +++ común; ++ presente; + escaso; tr trazas

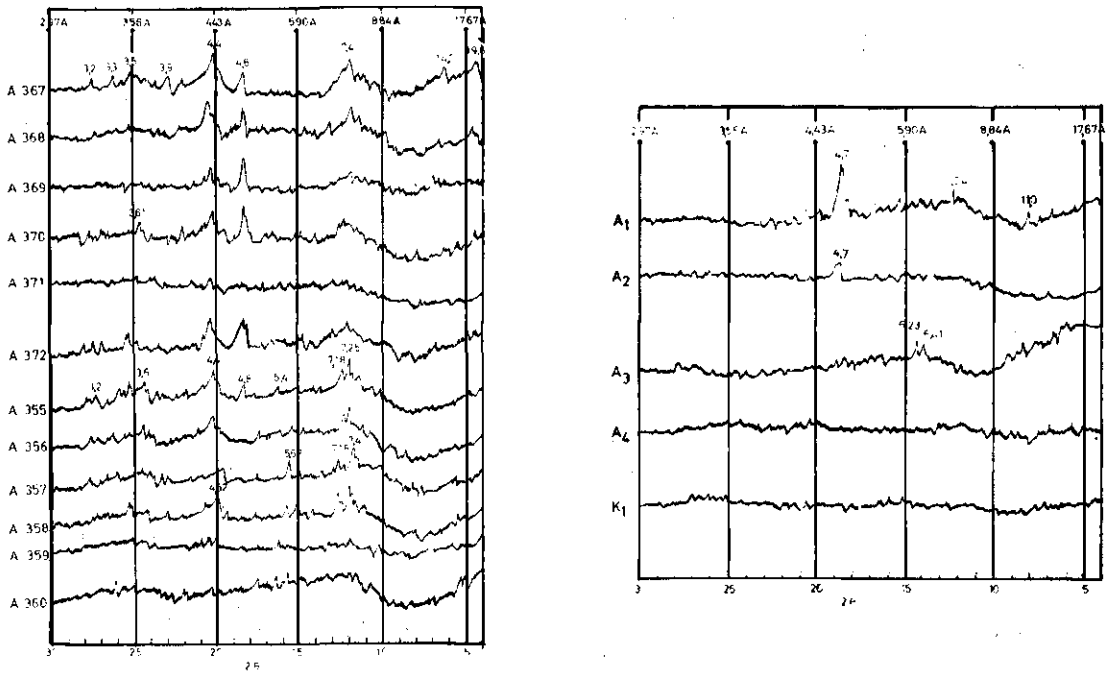


Figura 4. Difracción de rayos X de la fracción alofán de los suelos Corte Alto, Osorno y Puyehue, además de la muestra de referenrencia Kodonbaru de Japón.

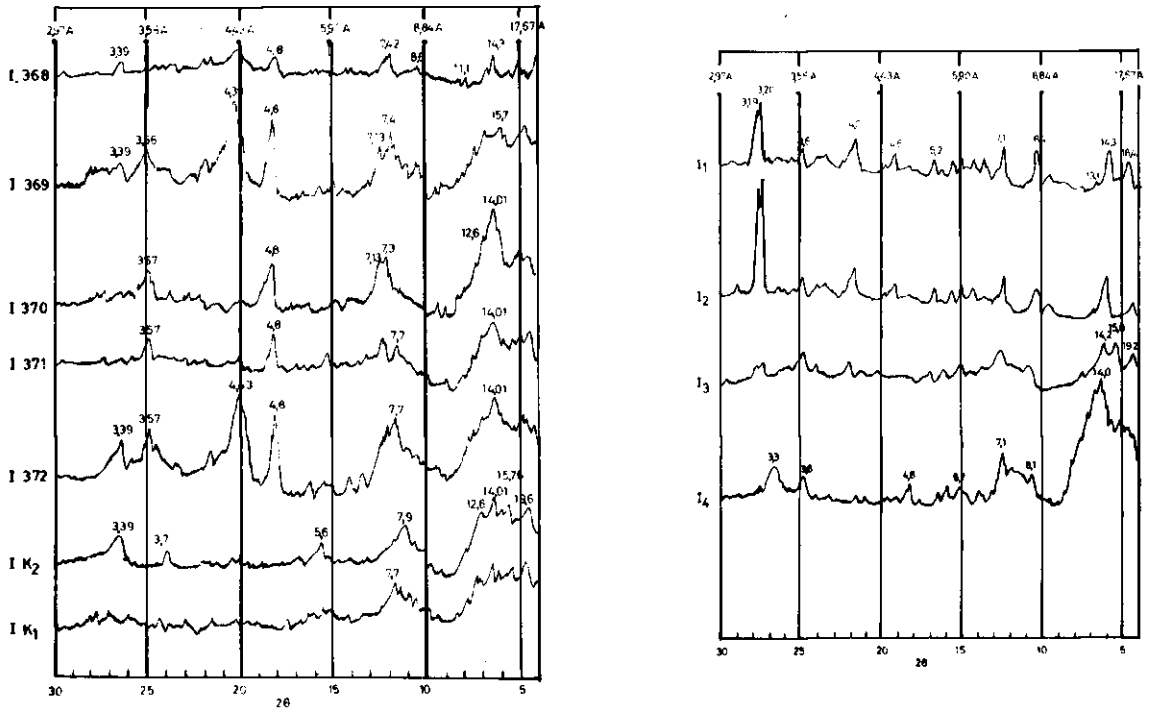


Figura 5. Difracción de rayos X de la fracción imogolita de los suelos Corte Alto y Puyehue, además de las muestras de referencia Kodonbaru y Kitakami, Japón.

Fotometría infrarroja

Los espectros IR de la fracción alofánica se muestran en las Figuras 6 y 7, destacando la gran analogía entre ellos: una banda amplia entre 3000–3700 cm^{-1}, máxima a alrededor de 3450 cm^{-1}, debida a vibraciones de extensión de grupos OH estructurales del agua adsorbida; otra a 1630–1640 cm^{-1}, propia de la deformación angular de la molécula de agua, y otra muy ancha, entre 800–1300 cm^{-1}, la cual junto a aquélla a 580 cm^{-1}, se atribuyen parcialmente a vibraciones de valencia de grupos Si(Al)O, o a vibraciones de deformación de enlaces SiOH y AlOH. Se trata de espectros semejantes a los determinados en alofán por varios autores (Adler y otros, 1951; Fieldes y otros, 1956; Besoain y otros, 1964; Yoshinaga y Aomine, 1962a, 1962b; Fieldes y otros, 1972; Wada, 1977), confirmando que se trata de esta especie y concordando con las determinaciones de ME y ATD.

Los espectros IR de la fracción imogolita se muestran en la Figura 8. Aunque semejantes a los espectros del alofán, difieren de éstos en que la banda de absorción en la región de 900–1100 cm^{-1}, que en el alofán es única, en la imogolita se define en máximos a 990 y 955 cm^{-1}, además de una banda a 925 cm^{-1}, atribuible a una alta proporción de uniones Si–O–Al respecto a las Si–O–Si (Wada, 1966, 1967), o a la presencia de grupos aislados de Si_2O_7 o SiO_4 en la estructura (Russell y otros, 1969). Tales características se aprecian claramente en las muestras I_3 e I_4, del suelo Puyehue, e I_{371} e I_{372}, del suelo Corte Alto.

Tanto en la fracción alofán como imogolita, se presentan con regularidad las siguientes bandas de absorción u hombros:

- Banda a 800 cm^{-1} (muestras A–369, I–372) que, concordando con los resultados de difracción de rayos X, se atribuye a α–cristobalita y no a sílice amorfa.
- Bandas u hombros a alrededor de 595 a 540 cm^{-1}, atribuibles a cuarzo y feldespato, especialmente en las arcillas de los suelos Osorno y Corte Alto.
- Bandas múltiples en la región de 3000–4000 cm^{-1}. Aquéllas a 3700, 3625, 3540 y 3490 cm^{-1}, conjuntamente con otras a 1300 cm^{-1}, identifican gibbsita, como se observa en los espectros de las fracciones alofán e imogolita del suelo Corte Alto y primeros horizontes del suelo Osorno.
- Hombros a 3780 y 3620 cm^{-1}, visibles en los espectros de alofán e imogolita de las muestras 367 y 370, del suelo Corte Alto, y 355 y 357, del Osorno; se atribuyen a metahaloisita, hecho que se confirma por difracción ATD y ME.

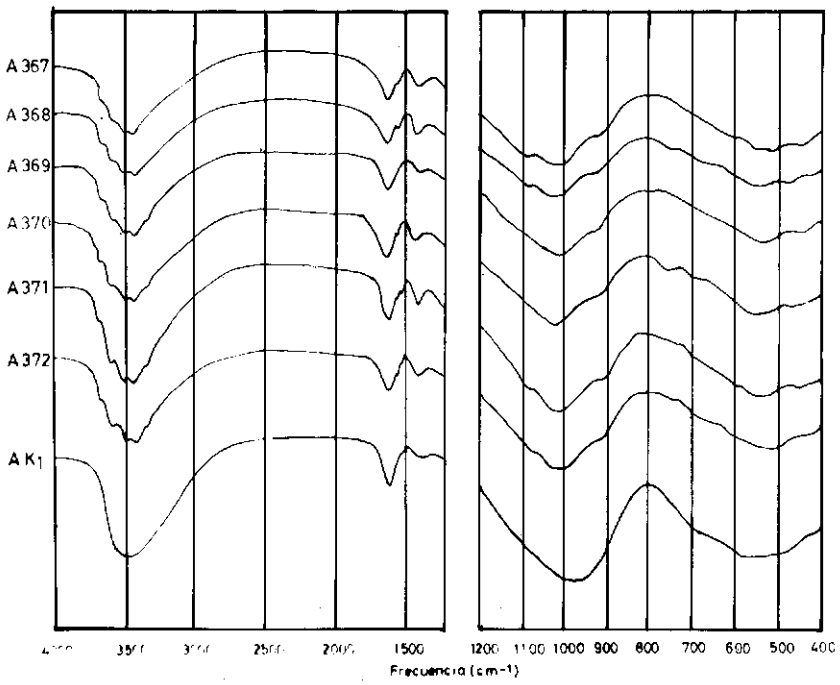


Figura 6. Espectros IR de la fracción alofán del suelo Corte Alto, incluyendo la muestra de referencia Kodonbaru, de Japón.

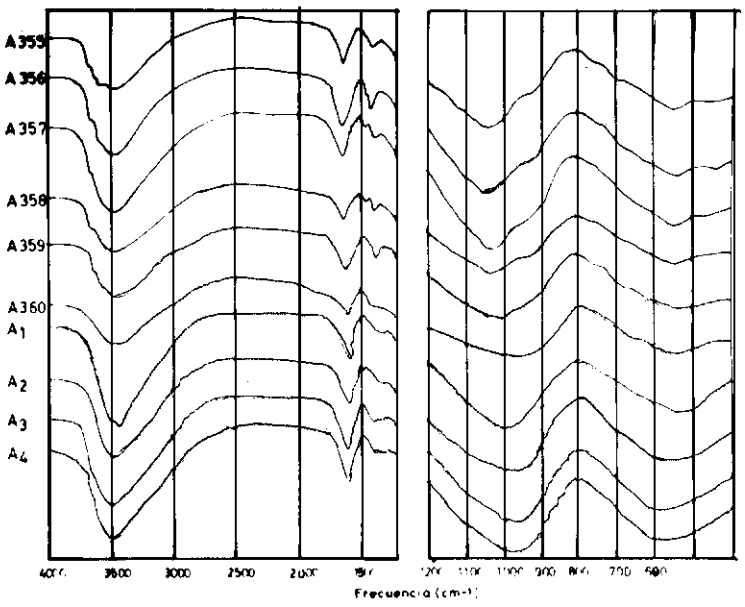


Figura 7. Espectros IR de la fracción alofán de los suelos Osorno y Puyehue.

Análisis térmico diferencial

Los resultados se muestran en la Figura 9 y corresponden sólo a la fracción alofán. Los termogramas, muy semejantes entre sí, incluyen una reacción endotérmica de deshidratación amplia, máxima a 125–165º C, y otra exotérmica, debida a la nucleación de mullita o γ–alúmina, máxima entre 860–940º C; son típicos de alofán. El área de la reacción endotérmica de deshidratación es considerablemente más pequeña que la producida por otros alofanes chilenos, extraídos y secados a baja temperatura (60º C), sin concurso de liofilización, como en este caso. Ello es particularmente notorio en las muestras del suelo Puyehue. El efecto de la liofilización determina, probablemente, alguna modificación estructural en la superficie alofánica, o un incremento en la atracción de las partículas, capaz de inducir una lenta rehidratación de la

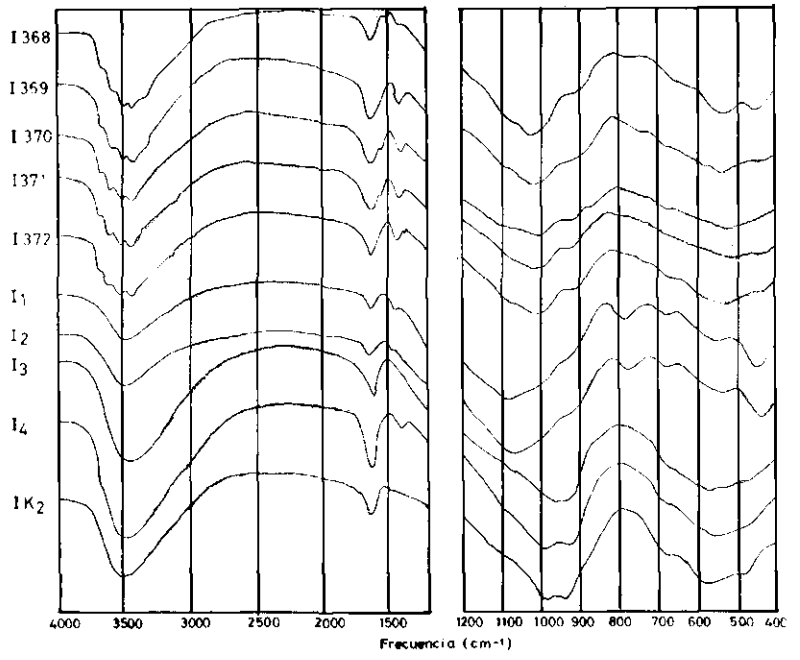


Figura 8. Espectros IR de la fracción imogolita de los suelos Corte Alto y Puyehue, incluyendo la muestra de referencia Kitakami de Japón.

arcilla, al ser sometida a equilibrio, en una atmósfera de 56,4 por ciento de humedad relativa *in vaquo*. Este efecto histérico determina otras diferencias de comportamiento, que se manifiestan en el valor de la superficie específica total y propiedades dependientes de ese valor (Sepúlveda y Besoain, no publicado).

En los termogramas se observan, además, las siguientes reacciones:

– Un endotérmico pequeño a 280–295° C en los alofanes de los suelos Osorno y Corte Alto que , confirmando el diagnóstico de difracción y fotometría IR, lo atribuimos a gibbsita. En el suelo Puyehue, el máximo endotérmico a 250–260° C podría señalar una forma de gibbsita mál cristalizada y de tamaño de gránulo pequeño. Sin embargo, los datos de difracción indican que gibbsita puede existir sólo en el horizonte A1 de este suelo, aunque ello no se confirma por fotometría IR. Al respecto, Andriesse y otros (1976), estudiando la arcilla de Andosoles procedente de varios países, determinaron por ATD que un endotérmico entre 280–300° C era atribuible a óxidos de Al hidratados; aquél exhibido por los Andosoles de Costa Rica y Japón se estimó ser, por análisis de rayos X, parcialmente gibbsita. Siguiendo a MacKenzie (1957), Andriesse y otros (1976) sugerían la existencia de un rango de composición entre los óxidos de Al hidratado, de los cuales aquél que daba el pico endotérmico más próximo a 330° C, era prácticamente gibbsita pura.

– Un exotérmico máximo a 610° C o 645° C, en las muestras A–367 y A–356 de los suelos Corte Alto y Osorno, respectivamente, correspondiente a remanentes de materia húmica que, en forma de complejos órgano–alofánicos u órgano–Al, resisten el proceso de peroxidación (Besoain, 1972; Besoain y González, 1977).

Microscopía electrónica

Exceptuando la muestra de imogolita del horizonte C2 del suelo Puyehue (I–4), las microfotografías obtenidas son de baja resolución (8.000 x); permiten identificar los componentes, aunque no distinguir detalles de estructura.

En las Figuras 10 A y C, de los suelos Corte Alto y Osorno, se observa la fracción alofánica constituida por partículas globulares con diámetro entre 90–150Å, predominando aquéllas de alrededor de 100Å, lo que coincide con las dimensiones de partículas de alofán determinados en Nueva Zelandia (Fieldes y Williamson, 1955), Japón (Kanno, 1961; Egawa y Watanabe, 1964), Chile (Besoain, 1969) y Ecuador (Colmet–Daage y otros, 1967). En algunas microfotografías (Figura 10 C), junto a glóbulos de alofán, se observan tubos o fragmentos de tubos de metahaloisita, además de algunos cristales pseudohexagonales de gibbsita y partículas de minerales primarios, no transparentes a los electrones (Figura 10 A, B, C y D). Los tubos de metahaloisita, observables en las muestras A–367 y A–370 del suelo Corte Alto, muestran los extremos astillados.

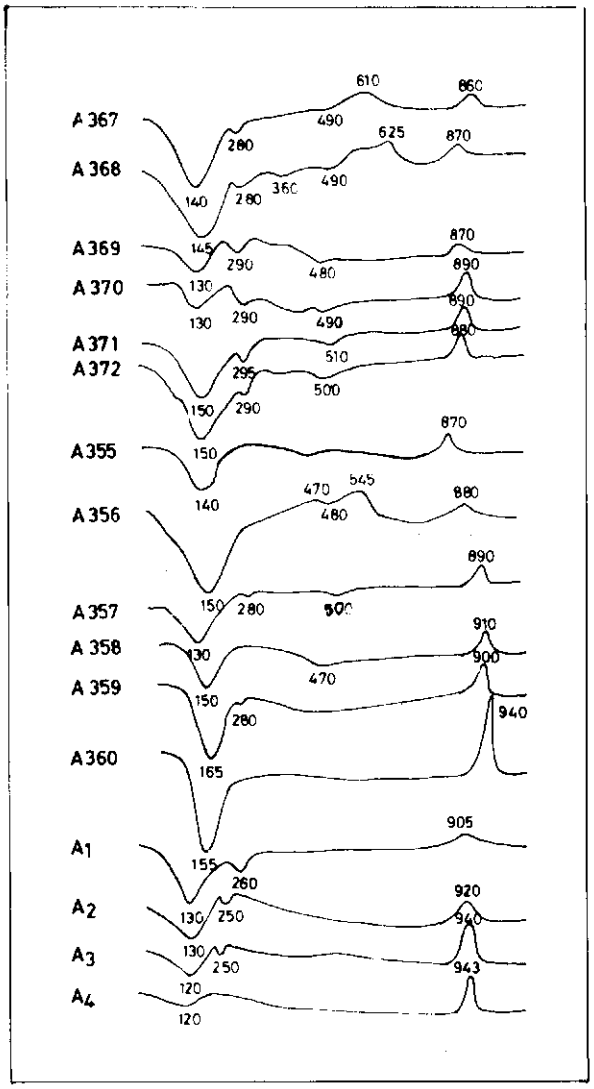


Figura 9. Termogramas (ATD) de la fracción alofán de los suelos Corte Alto, Osorno y Puyehue.

En la Figura 11, correspondiente al horizonte C2 del suelo Puyehue y que es una fotografía de alta resolución (250.000 x), pueden verse, junto a las fibras unitarias de imogolita, algunas partículas individuales de alofán, con una morfología de anillos o esferas huecas, con un diámetro externo de 40–48Å y uno interno de 24Å, similares a aquéllas descritas por Kitagawa (1971) y Hemni y Wada (1976), provenientes de alofanes de depósitos de pómez alterada o cenizas volcánicas, respectivamente, ambas en Japón. En la opinión de Wada (1977), esa morfología y dimensiones precisas determinadas por ME de alta resolución, sugiere que el alofán debe tener un plan estructural común y definido y no puede, en consecuencia, seguir siendo considerado amorfo.

La fracción imogolita de los suelos Corte Alto y Puyehue, vista en microfotografías de baja resolución (8.000 x), Figura 10 B y D, se caracteriza por una morfología de fibras con un diámetro medio de 125Å y una longitud de algunos miles de angstroms. Se trata, evidentemente, de fibras compuestas o paquetes de fibras elementales y no de elementos unitarios.

La Figura 10 B (muestra I–370, suelo Corte Alto) exhibe un predominio de fibras cortas de imogolita, junto a esférulos de alofán y cierta proporción de óxidos o minerales primarios. Aunque la preparación está sombreada con Cr, bajo un ángulo de 30º, la longitud de la sombra es muy pequeña como para obtener medidas de grosor más precisas.

La Figura 10 D (muestra I–3, suelo Puyehue) presenta, junto a fibras de imogolita muy bien desarrolladas, esférulos de alofán y óxidos o minerales primarios.

La Figura 11 (muestra I–4, suelo Puyehue) de alta resolución (250.000 x, aumento directo; 600.000 x, aumento fotográfico) demuestra que las fibras observadas con bajo aumento (8.000 x) son realmente elementos compuestos, constituidos por unidades filiformes o tubulares de alineamiento paralelo, con un diámetro externo de alrededor de 20Å y una separación entre unidades de 18–20Å. Wada y otros (1970) lograron determinar, en secciones de imogolita fijada sobre una matriz de metacrilato, diámetros externos e internos de 20 y 10Å, respectivamente, por lo que es obvia la coincidencia entre el diámetro externo de las fibras de la imogolita del suelo Puyehue con estas determinaciones. Es evidente, también, la homología de las fibras de imogolita de la Figura 11 con las micrografías de alta resolución obtenidas por Yoshinaga (1968), en películas de geles de imogolita de los depósitos de pómez de Imaichi y Shichihonzakura, de Japón.

Composición química

La composición química de la fracción alofán (Cuadro 5) es similar en los tres suelos. Básicamente, están constituidas por sílice, alúmina y agua, además de 1,12–3,54 por ciento de Fe_2O_3 y 1,58 –2,16 por ciento de TiO_2. El alto contenido de Na_2O corresponde a sodio adsorbido, catión que se usó como homoionizante de las muestras. La composición es parecida a la determinada por Yoshinaga (1968), en varios alofanes de Japón; este autor, para alofanes de granulometría $< 0{,}2\mu$, obtuvo una relación SiO_2/Al_2O_3 variable entre 1,3–2,0. El remanente de Fe_2O_3, luego de cuatro extracciones de óxidos libres (método de Mehra y Jackson, 1960), no tiene un significado claro. Luego de 10 extracciones con el método anterior, Yoshinaga (1968) determinó que los alofanes por él estudiados contenían aún entre

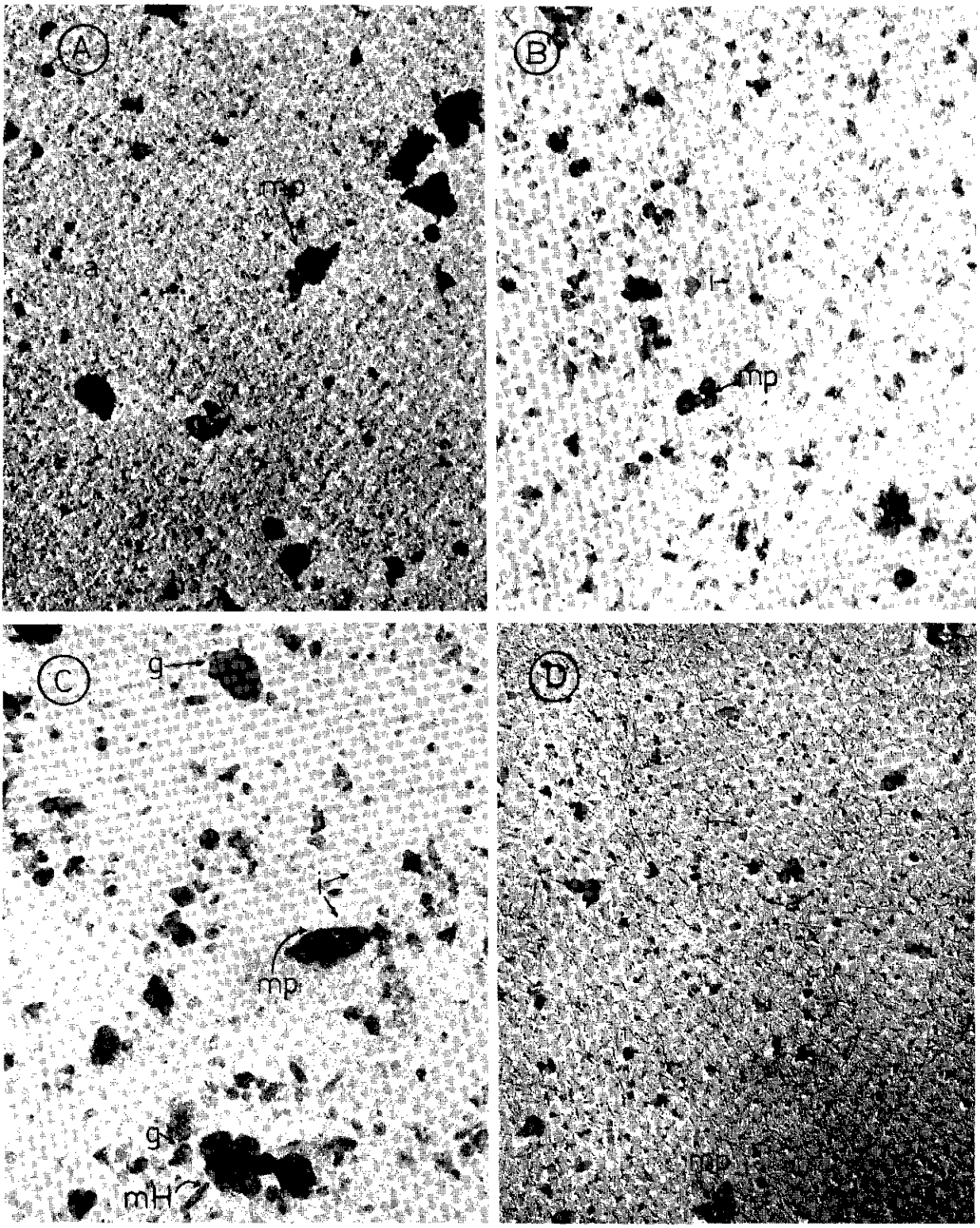


Figura 10. Microtografías electrónicas de baja resolución (X 56.000) de la fracción arcilla (<0,2μ) de Andosoles chilenos. A : alofán, horizonte (B)3b del suelo Corte Alto; B: imogolita, horizonte (B)21b, suelo Corte Alto; C: alofán, horizonte IIC, suelo Osorno; D: imogolita, horizonte C1, suelo Puyehue.

Símbolos : A = alofán, mH = metahaloisita, g = gibbsita, i = imogolita, mp = minerales primarios.



Figura 11. Microfotografía electrónica de alta resolución (600.000x) de la fracción imogolita del horizonte C2 del suelo Puyehue. Se ven las fibras constituidas por unidades filiformes, con un diámetro externo de 20–22Å aproximadamente y separaciones equivalentes entre ellas. Se observan partículas de alofán en forma de anillos con un diámetro externo de aproximadamente 45Å. En el círculo, un tubo elemental roto. (Cortesía de Colmet–Daage y otros, 1974).

0,3–0,9 por ciento de Fe_2O_3. Es probable que, concordando con Kitagawa (1973), el remanente férrico pueda ser hierro isomórfico, que sustituye al aluminio en la red alofánica. La relación SiO_2/Al_2O_3, en promedio 1,58, llega en los alofanes de Corte Alto, Osorno y Puyehue a 1,48, 1,8 y 1,46, respectivamente. Se observa la tendencia a la disminución de la relación SiO_2/Al_2O_3 con la profundidad del perfil, un hecho que se relaciona con la disminución de los minerales primarios y el incremento en la proporción del mismo alofán.

En referencia a la imogolita, ésta se analizó sólo en cuatro horizontes del suelo Corte Alto (I–369, I–370, I–371 e I–372) y en tres del suelo Puyehue (I–1, I–2 e I–3), además de las muestras de referencia Kodonbaru y Kitakami. Los resultados indican una composición dominante de alúmina, sílice y agua, además de 2 por ciento de Fe_2O_3 y 2 por ciento de TiO_2, siendo muy bajo el contenido de los otros elementos, excepto el de sodio, usado como ión homoionizante. Comparada con los alofanes, la imogolita tiene una mayor proporción de Al_2O_3, siendo la relación SiO_2/Al_2O_3 variable entre 1,08–1,48. La relación SiO_2/Al_2O_3 de 1,25, obtenida en la imogolita Kitakami, frente al valor de 1,05–1,15 obtenido por Wada (1977) para esta misma muestra, debe atribuirse a contaminación alofánica, presencia de minerales primarios, o diferencias de metodología analítica.

DISCUSION

Los suelos estudiados provienen de cenizas volcánicas, cuyos componentes vítreos son esenciales en el desarrollo de la secuencia de meteorización; los vidrios tienden a desaparecer en el curso del tiempo, para ser reemplazados por productos más estables a las condiciones ambientales. Por ello, la proporción de los vidrios residuales puede ser indicativa de la edad relativa de los suelos. El contenido de vidrios (Cuadro 3) determina el orden de las series Puyehue > Osorno > Corte Alto, siendo en consecuencia, el suelo Puyehue el más reciente. Además, siendo la superficie de los suelos más rica en vidrios, es más moderna que los subsuelos, hecho de ocurrencia conocida en los depósitos de piroclásticos, cuya capa superior corresponde a depositaciones más recientes. Simultáneamente,

CUADRO 5. COMPOSICION QUIMICA DE LA FRACCION ALOFAN E IMOGOLITA[1]

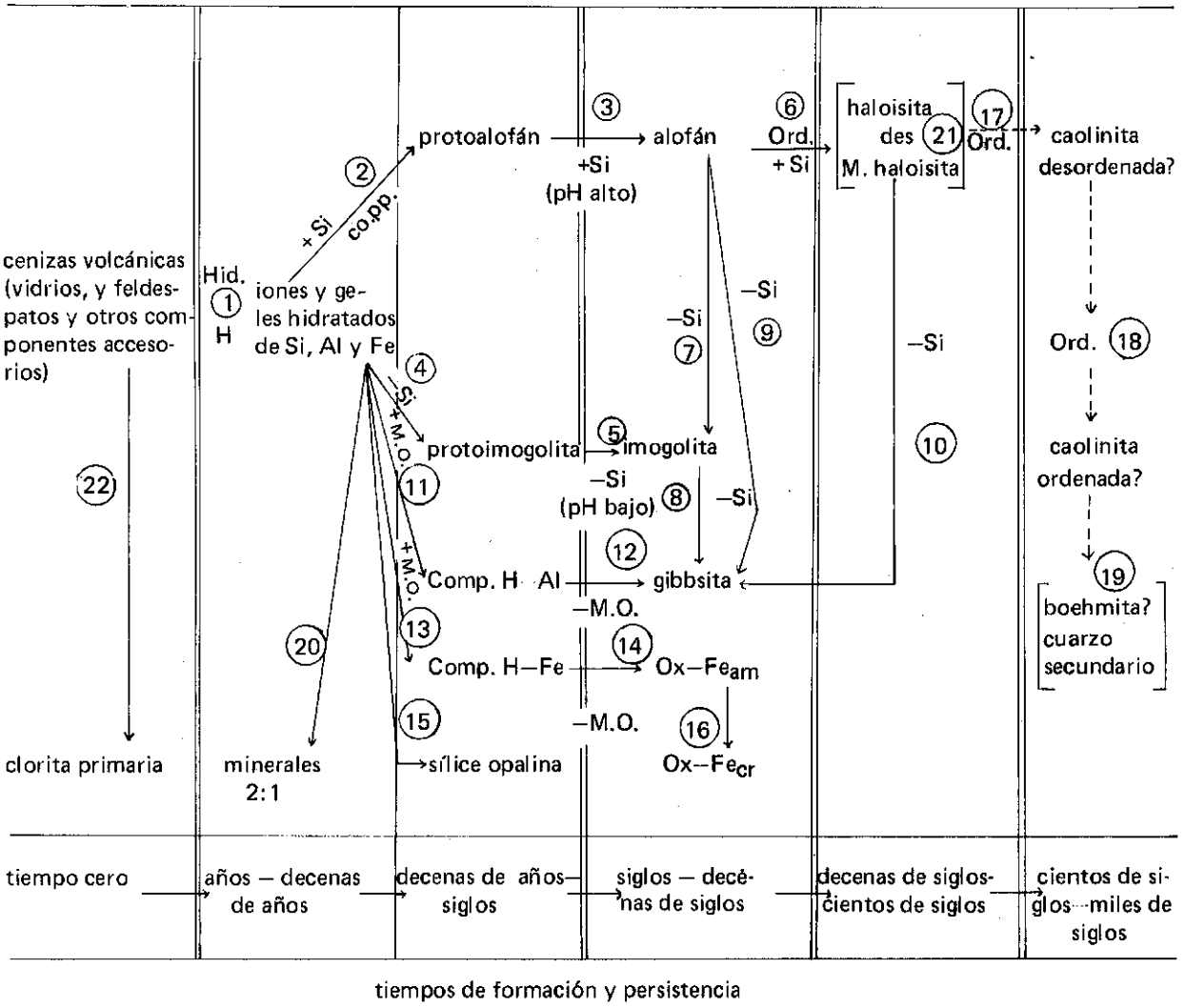
Muestra Nº	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	$H_2O(+)$	Total %	SiO_2/Al_2O_3
A–355	37,98	29,62	3,17	1,68		0,40	4,51		0,39	22,03	99,73	2,17
A–356	32,79	29,37	3,54	2,03		0,38	6,32		0,97	24,89	100,29	1,87
A–357	36,22	33,77	2.48	1.84		0,39	2.76		0,90	21,28	99,64	1,81
A–358	36,14	35,65	2,65	2,16		0,39	1,98		0,75	20,1	99,82	1,72
A–359	33,90	36,34	2.58	1,93	0,34	0,40	2,11		0,74	21,74	100,08	1,58
A–360	32,97	34,04	1,21	0,92			2,77		0,71	26,14	98,76	1,64
A–367	32,55	31,71	2,70	1,66	0,36	0,42	3,33		0,66	25,23	98,61	1,74
A–368	31,20	34,34	2,86	1,74	0,37	0,42	4,21		0,56	22,31	98,01	1,54
A–369	30,14	36,79	2,58	1,71	0,52	0,21	3,91		0,33	22,41	98.60	1,39
A–370	31,41	37,82	2,29	1,93	0,34	0,19	2,87		0,39	23,16	100,40	1,41
A–371	31,71	38,10	2,26	1,72	0,37	0,21	3,37		0,28	22,51	100,53	1,43
A–372	31,38	37,36	2,47	2,03	0,47	0,19	3,84		0,45	21,46	99,65	1,42
A–1	33,31	34,49	1,65	1,58			3,22	tr	0,57	23,77	98,59	1,66
A–2	33,92	35,12	1,13	1,60		0,22	2,36		0,59	24,67	99,61	1,50
A–3	30,80	38,16	1,16	1,89			1,43		0,37	25,19	99,00	1,38
A–4	30,80	39,40	1,12	1,92			1,88		0,30	24,41	99,23	1,32
K_1	28,22	33,23	3,12	1,85		0,50	2,48		0,04	30,70	100,14	1,44
K_1–I	28,50	37,35	0,80	2,55		0,42	1,34		0,10	28,75	99,81	1,28
K_2–I	28,66	38,67	1,97	0,18	0,14	1,18	1,18	tr		27,90	99,88	1,25
I–369	30,45	35,60	2,50	2,24	0,74	0,42	1,50		0,19	24,18	97,82	1,45
I–370	31,01	36,20	2,48	2,08	1,00	0,40	1,72		0,17	23,14	98,20	1,45
I–371	31,35	36,61	2,56	2,23	1,11	0,42	1,96		0,12	21,97	98,33	1,48
I–372	31,10	37,90	2,35	2,15	0,51	0,39	1,13		0,14	22,91	98,58	1,46
I–2	31,20	42,09	1,06	1,41	0,15	0,14	0,70		0,12	24,48	98,71	1,26
I–3	25,77	40,27	1,83	2,00	0,14	0,20	0,69		0,40	27,71	98,21	1,08
I–4	29,37	39,50	2,22	1,94	0.11	0,43	0,55		0,24	24,66	98,82	1,29

[1] En base seca a 105º C.

puesto que los óxidos de hierro, como productos de alteración, y el cuarzo, como mineral residual, se acumulan en el tiempo, su cantidad está relacionada a la madurez del suelo. Colocando sus contenidos en orden creciente se tiene la serie Puyehue < Osorno < Corte Alto, que coincide con la anterior.

Otro criterio indicativo de la edad relativa de los suelos, lo constituye el contenido de haloisita/metahaloisita asociada a la fracción no–cristalina o paracristalina, aceptando que proviene de la transformación del alofán (Figura 12). El suelo Corte Alto tiene un mayor contenido de metahaloisita que el suelo Osorno (Cuadro 4) y, puesto que el suelo Puyehue carece de esta especie, su presencia reiteraría la serie Corte Alto > Osorno > Puyehue.

En referencia a la génesis de los minerales de arcilla de estos suelos, parecen definirse dos procesos: uno general, caracterizado por la formación de alofán y común a los tres suelos, y otro particular, que determina la formación de imogolita, metahaloisita o gibbsita.



Simbología : Hid. = hidrólisis; co.pp. = coprecipitación; + Si = silicatación; –Si = desilicatación; + M.O. = complejación orgánica; Comp. H–Al = complejos órganos–Al; Comp. H–Fe = complejos órgano–Fe; –M.O. = pérdida de componentes húmicos; Ox. Fe_{am} = óxidos de Fe amorfos; Ox. Fe_{cr} = óxidos de Fe cristalinos; des. = deshidratación; ord. = ordenación; – – – = transformación hipotética; H = hidratación.

FIGURA 12. Esquema de la probable formación y transformación de los minerales a partir de la alteración de las cenizas volcánicas.

La génesis se regularía por la concurrencia de procesos de silicatación/desilicatación, asociados a la intensidad de la pluviometría, los aportes de cenizas frescas, la permeabilidad y otros factores. En la Figura 12 se esquematizan los probables procesos de formación y transformación de los minerales en estos suelos.

El alofán se ha formado, fundamentalmente, por alteración de los vidrios volcánicos, mediante hidratación e hidrólisis (reacción 1, Figura 12) y posterior precipitación o co–precipitación del hidrolizado resultante, conteniendo iones hidratados de Si y Al, a través, probablemente, de un protoalofán (reacción 2, Figura 12). Bajo condiciones ambientales predisponentes, podría formarse simultáneamente una protoimogolita (reacción 4, Figura 12). Investigaciones recientes de I.S. Wada y otros (1979), sobre síntesis de alofán e imogolita, señalan que en los vidrios el alofán se formaría en un ambiente cerrado, de modo que la hidrólisis procedería a concentración de Si y pH elevados (reacción 3, Figura 12). La imogolita se formaría, sea por alteración del alofán, cuando éste está sometido a la acción de soluciones con baja concentración de sílice y pH ácido (reacción 7, Figura 12), o por precipitación, a partir de soluciones que contienen iones Si y Al, en forma del silicato complejo de Al–hidroxilado soluble en agua y correspondiente a la protoimogolita de Farmer y Fraser (1979) (reacciones 4 y 5, Figura 12).

Bajo pluviometría de 1.500 mm anuales, la imogolita del suelo Corte Alto se ha formado sea simultáneamente o luego, a expensas del alofán (reacciones 5 y 7, Figura 12), hecho reflejado por el aumento de la imogolita en profundidad y la correspondiente disminución del alofán. Posteriormente, depósitos de cenizas frescas, que sirvieron como fuentes de sílice, frenaron la formación de imogolita (y gibbsita) y estimularon la génesis de haloisita/metahaloisita, por resilicatación del alofán (reacción 6, Figura 12); de ahí que la metahaloisita se encuentre en horizontes medios, pero escasamente en la superficie. Parte de la gibbsita debe haberse formado tempranamente por descomposición de complejos humus/Al (reacción 12, Figura 12), cuando éstos se movilizaron desde la superficie a horizontes más profundos y se liberó el alumínio en forma de $Al(OH)_3$; otra parte puede haberse formado posteriormente por destrucción de las redes de imogolita y alofán (reacciones 8 y 9, Figura 12). Es por ello que en este suelo, en tanto que la formación de la metahaloisita es un proceso actual, la imogolita constituye una especie relicta o fósil y la formación de alofán es mínima. Wada y Harward (1974) y Wada (1977) indican que la asociación de imogolita y haloisita en los Andosoles es improbable, ya que estas especies se forman en ambientes de desilicatación y silicatación, respectivamente. Sin embargo, es evidente que en el suelo Corte Alto coexisten alofán, imogolita, metahaloisita y gibbsita, presumiéndose en consecuencia, que estos minerales están reflejando complejos cambios en el ambiente del suelo: desde una condición de lavaje, con formación de imogolita y gibbsita, a otra de acumulación de cenizas frescas, con abundancia de sílice y formación de metahaloisita a partir del alofán.

En el suelo Osorno, la formación de imogolita y gibbsita ha sido imposibilitada, tanto por las condiciones de baja pluviometría (1.330 mm anuales), como por el drenaje moderado. La gibbsita, presente en el horizonte Ap y sólo como trazas en los horizontes más profundos, al igual que en el suelo Corte Alto, se formó posiblemente bajo concurso orgánico (reacción 12, Figura 12), en una fase temprana. La metahaloisita de este suelo se habría originado por transformación del alofán estimulada por procesos de silicatación (reacción 6, Figura 12), y sería un fenómeno actual; su presencia en los horizontes superficiales debe estar conectada a la desecación que éstos experimentan por fluctuaciones de temperatura.

En el suelo Puyehue, formado en condiciones de pluviometría elevada (2.900 mm anuales) y muy buenas condiciones de drenaje, una activa desbasificación y desilicatación han sido determinantes en la formación simultánea de imogolita y alofán, por precipitación a partir de las soluciones de meteorización (reacciones 3 y 5, Figura 12), o por desilicatación del alofán bajo pH ácido (reacción 7, Figura 12). La existencia de gibbsita está ligada probablemente a la desilicatación del alofán e imogolita (reacciones 8 y 9, Figura 12), pero podría haberse formado en una fase temprana, por liberación del aluminio desde complejos humus–Al, por acción microbiana, en forma de $Al(OH)_3$ (reacción 12, Figura 12) (Besoain, 1972; Besoain y González, 1977).

CONCLUSIONES

De acuerdo a argumentos mineralógicos, químicos y genéticos, los suelos estudiados conforman una cronosecuencia que, en términos de edad relativa, constituyen la serie Corte Alto > Osorno > Puyehue.

Aunque la evolución de los suelos ha sido parecida, las arcillas muestran diferencias de composición, definiéndose una etapa primaria, con predominio de alofán e imogolita (suelo Puyehue), una intermediaria, que incluye alofán y trazas de metahaloisita (suelo Osorno) y otra más avanzada, que comprende minerales como alofán, gibbsita y metahaloisita (suelo Corte Alto). Las diferencias en la mineralogía de las arcillas parecen originadas en diversidad de abastecimiento de sílice, liberación de aluminio, concurso orgánico y edad o intensidad de la meteorización de las cenizas volcánicas.

La mineralogía de las arenas señala que las cenizas parentales están constituidas por una asociación volcánica y otra metamórfica, hecho que indicaría, considerando la reiteración de esta asociación en todas las muestras, que las eyecciones piroclásticas fueron parcialmente vítreas y parcialmente líticas. Estas últimas, por la abundancia de fragmentos de rocas básicas e intermediarias del basamento subvolcánico, o del mismo cono eruptivo, o incluso de plutonitas (granito), así como por la presencia de fragmentos de rocas y minerales metamórficos, estos últimos originados probablemente por metamorfismo de contacto.

La determinación de la materia orgánica por el método de combustión húmeda da valores inferiores al método de combustión seca en corriente de oxígeno, siendo estas diferencias mayores mientras mayor sea el contenido orgánico. Es conveniente, por ello, revisar el método de combustión húmeda, cuando se aplique a Andosoles.

La CIC determinada por la suma de cationes básicos más el H^+ de cambio ($CIC_{\Sigma cat}$) es siempre mayor que la CIC determinada por desplazamiento de Na^+ adsorbido (CIC_{Na}), influyendo factores operativos, como el pH de los métodos, y los muy altos valores de la acidez de cambio, al usar el método de Peech y otros (1965). Se ha deducido una ecuación que liga ambas determinaciones.

RESUMEN

Se estudian algunas propiedades y las relaciones genético–mineralógicas de tres Andosoles de la Región de Los Lagos, en el sur de Chile. Los suelos provienen de cenizas volcánicas basáltico–andesíticas, cuyos minerales parentales incluyen una asociación volcánica y otra metamórfica. Los minerales de arcilla están representados por alofán, en los tres suelos, al que se adiciona imogolita en los suelos Corte Alto y Puyehue. La formación y transformación de los minerales de arcilla ha estado controlada por el ambiente del suelo, particularmente por el abastecimiento de sílice, asociada a la magnitud de la precipitación y deposición de cenizas frescas, materia orgánica y edad de los suelos o intensidad de la meteorización. Se estima que los suelos conforman una cronosecuencia que, de acuerdo a sus edades relativas decrecientes es: Corte Alto > Osorno > Puyehue. Se explican algunas diferencias observadas en la determinación del carbono orgánico así como de la CIC, al hacerlo por distintos métodos.

SUMMARY

Characteristics and properties of some Dystrandepts in the Lake Region, southern zone of Chile

Some properties and the genetic relationship of three Andosols of the Lake Region, southern Chile, are described. The parent materials are andesitic–basaltic ashes, that include two mineral associations: one of volcanic and the other of metamorphic origin. Clay minerals are represented by allophane and imogolite, except in soil Osorno, which contains either traces of imogolite or none in the clay fraction. The formation and transformation of clay minerals has been controlled by the soil environment, particularly by the supply of silica, associated to the amount of rain, deposition of fresh ashes and organic matter, and the age of the soils or the rate of weathering. It is assumed that the relative age of the soils follows the chronosequence represented by: Corte > Osorno > Puyehue, according with the amount of residual glasses, iron oxides and metahalloysite, associated with the non–crystalline or paracrystalline minerals. Differences observed in the determination of organic carbon and CEC by different methods are explained.

LITERATURA CITADA

AHMAD, N. AND S. PRASHAD. 1970. Dispersion, mechanical composition and fractionation of West Indies volcanic Yellow Earth soils (Andepts). J. Soil Sc. 21: 63–71.

ADLER, H. H., P. F. KERR, E. E. BRAY, N. P. STEVENS, J. M. HUNT, W. D. KELLER AND E. E. PICKETT. 1951. Infrared spectra of reference clay minerals. Am. Petrol. Inst. Res. Proj. 49. p. 1–72.

ANDRIESSE, J. P., H. A. VAN ROSMALEN AND A. MULLER. 1976. On the variability of amorphous materials in Andosols and their relationship to irreversible drying and P retention. Geoderma 16: 125–138.

AOMINE, S. AND N. YOSHINAGA. 1955. Clay minerals of some well–drained volcanic ash soils in Japan. Soil Sci. 79: 349–358.

_____ AND M. L. JACKSON. 1959. Allophane determination in Ando soils by cation exchange capacity delta value. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 23: 210–214.

BESOAIN, E. 1969. Untersuchungen von Böden aus Pyroklastiten (Asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. Inaug. Diss. Universität Bonn, Deuthschlands. 343 p.

_____ . 1972. Mineralogía de arcillas de algunos suelos volcánicos de Costa Rica. II Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, Pasto, Colombia. Vol. 82. Informe de Conferencias, Cursos y Reuniones: 249–278. IICA/Universidad de Nariño.

_____ . 1974. Consideraciones generales sobre la formación de los minerales secundarios en los Andosoles. Esquema de una secuencia de meteorización de las cenizas volcánicas. Anales de Edafol. Agrobiol. XXXIII: 343–357.

_____, J. M. SERRATOSA Y A. HIDALGO. 1964. Espectros de absorción infrarroja de la fracción arcilla de suelos volcánicos de Chile. Anales de Edafol. y Agrobiol. XXIII: 293–303.

_____ Y S. P. GONZALEZ. 1977. Mineralogía, génesis y clasificación de suelos derivados de cenizas volcánicas de la región centro–sur de Chile. Ciencia e Investigación Agraria. 4: 109–130.

BLACK, C. A. (Ed). 1965. Organic carbon. En: Methods of soil analysis. Part 2: 1367–1378. American Soc. of Agronomy, Inc. Madison, Wis., USA.

COLMET–DAAGE, F., C. DE KIMPE, M. TRICHET, E. BESOAIN, G. SIEFFERMANN, N. YOSHINAGA, M. SCHNITZER, M. ET J. GAUTEHYRON, ET M. DALAUNE. 1967. Caractéristiques du quelques sols d'Equateur derivés de cendres volcaniques. Cah. ORSTOM Deuxiéme Partie. Sér. Pedologique 5(4): 353–392.

EGAWA, T. AND Y. WATANABE. 1964. Electron micrographs of the clay minerals in japanese soils. Advances in Clay Sci. Ser. B 14: 173–182.

FARMER, V. C. AND A. R. FRASER. 1979. Synthetic imogolite. Int. Clay Conf. 1978. (Eds. M. Mortland and V. C. Farmer). 547–553. Elsevier.

FIELDES, M., R. J. FURKERT AND N. WELLS. 1972. Rapid determination of constituents of whole soils using infrared adsorption. N. Z. J. of Sci. 15: 615–627.

_____, I. WALKER AND P. P. WILLIAMS. 1956. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part 3: Infrared absorption spectra of soil clays. N. Z. J. Sci. and Techn. 38: 31–43.

_____ AND K. I. WILLIAMSON. 1955. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part 1: Electron micrography. N. Z. J. Sci. and Techn. 37: 314–335.

FREITAS, F. 1971. Comparación entre los métodos de determinación de carbono vía húmeda (Walkley & Black) y vía seca (Dumas). En : Informe del trabajo desarrollado en química y física de suelos. FAO/UNDP. Santiago–Chile. Proyecto de Estudios de Suelos chilenos.

HENMI, T. AND K. WADA. 1976. Morphology and composition of allophane. Am. Mineralogist 61: 379–390.

KANNO, I. 1961. Genesis and classification of the main genetic soil types in Japan. Bull. Kyushu Agr. Exp. Station VII: 1–185.

KITAGAWA, Y. 1971. The "unit" particle of allophane. Am. Mineralogist 56: 465–475.

_____ . 1973. A short discussion on the chemical composition of allophane based on the data of Yoshinaga, 1966. Soil Sci. Pl. Nutr. 19: 321–324.

LAUGENIE, C. 1971. Elementos de la cronología glaciar de los andes chilenos meridionales. Cuadernos geográficos del sur 1: 7–20.

_____ , M. DELAUNE, F. COMET–DAAGE ET E. BESOAIN. 1975. Note sur les limons volcaniques des piémonts glaciaires chiliens méridionaux. Bull de l'Association de Géographes Francais 426: 187–193.

McKENZIE, R. 1957. The differential thermal investigation of clays. Mineralogical Society. London. 456 p.

MEHRA, O. P. AND M. L. JACKSON. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays and Clay Minerals, 7th Nat. Conf. Pergamon. 317–327.

MERCER, J. H. 1976. Glacial history of southernmost South America. Quaternary Research 6: 125–166.

PAWLUCK, S. AND J. A. CARSON. 1963. Evaluation of methods for determination of exchange acidity in soil. J. of Soil Science 43: 325–335.

PEECH, M. 1965. Hydrogen–ion activity. En: C. A. Black (Ed). Methods of soil analysis. Part 2: 914–926. American Soc. of Agronomy, Inc. Madison, Wis., USA.

PRUDEN G., AND H. G. KING. 1969. A scheme of semimi-

cro analysis for the major elements in clay minerals based on modifications to conventional methods of silicate analysis. Clay Minerals 8: 1–13.

RUSSELL, J. D., W. J. McHARDY AND A. R. FRASER. 1969. Imogolite: a unique alumino–silicate. Clay Minerals 8: 87–99.

UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE, SOIL SURVEY STAFF. 1975. Soil taxonomy, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 754 p.

WADA, K. 1966. Deuterium exchange of hydroxyl groups in allophane. Soil Sci. and Pl. Nutr. 12: 151–157.

_____. 1967. A structural scheme of soil allophane. Am. Mineralogist 52: 690–708.

_____. 1977. Allophane and imogolite. En: Minerals in soil environments. (Eds. J. B. Dixon and S. B. Weed): 603–638. Soil Sci. Soc. Am. Inc. Madison, Wis., U.S.A.

_____, H. YOTSUMOTO, K. S. IBE AND S. AIDA. 1970. High resolution electron micrographs of imogolite. Clay Minerals 8: 487–489.

_____ AND M. E. HARWARD. 1974. Amorphous clay constituents of soils. Advances in Agronomy, Vol. 26: 211–260. Academic Press, Inc. New York.

WADA, S.I., A. ETO AND K. WADA. 1979. Synthetic allophane and imogolite. J. of Soil Science 30: 347–355.

YOSHINAGA, N. 1968. Identification of imogolite in the filmy gel materials in the Imaichi and Shichihonzakura pumice beds. Soil Sci. and Pl. Nutr. 14: 238–246.

_____ AND S. AOMINE. 1962a. Allophane in some Andosoils. Soil Sci. and Pl. Nutr. 8: 5–13.

_____ AND _____. 1962b. Imogolite in some Andosoils. Soil Sci. and Pl. Nutr. 8: 22–29.