

2.10.3. Los productos de la meteorización de la ceniza volcánica.

La composición mineralógica de la fracción coloidal de los suelos derivados de ceniza volcánica varía ampliamente, dependiendo de: 1) propiedades químicas, mineralógicas y físicas del material parental, 2) ambiente de meteorización después de que se deposita la ceniza y 3) la escena de formación del suelo. La composición química, mineralógica y textura del material parental determinan la fase de meteorización química, la cantidad y distribución de reactantes para la síntesis de minerales secundarios; el pH lo hace a través de su influencia en el estatus de bases del suelo. El ambiente de meteorización post-deposición está determinado por las interacciones entre la temperatura del suelo, la precipitación y lavado, efectos del drenaje, acumulación de materia orgánica, adición de depósitos de ceniza y del pH del ambiente de meteorización. La escena de formación de suelo se relaciona con la longitud del tiempo de meteorización que ha procedido en un depósito dado. Cuando la meteorización sucede en un suelo bien drenado, el perfil del suelo pasa de un alto a un bajo contenido de sílice, ya que la meteorización reduce el contenidos de téfras y el Si es lavado del perfil.

Las propiedades físicas y químicas únicas de los Andisoles son consecuencia de las fases sólidas activas de Si, Fe y Al. Ellas son alofana, imogolita, ferrihidrita, y complejos húmicos de Fe y Al y de sílice opalina por otro lado. Los tres primeros constituyentes pueden ocurrir juntos, pero hay una relación inversa entre estos dos grupos ya que tienen condiciones opuestas en su formación. La complejación humus-metal es dominante a pH ácidos (menores de 5), mientras alofana e imogolita son dominantes a pH mayores. La Complejación del Al por el humus disminuye la actividad de éste e inhibe la formación de alofana e imogolita. El exceso de Si se precipita en Andisoles jóvenes como sílice opalina. Este efecto se ha denominado antialofánico y constituye un proceso dominante en Andisoles no alofánicos donde el pH es menor de 5.0 y un alto contenido de materia orgánica.

2.10.3.1. Sílice opalina

Este mineral es encontrado comúnmente en el horizonte A de suelos jóvenes derivados de ceniza volcánica. Su formación es favorecida por la rápida meteorización de materiales parentales ricos en vidrio, por un pronunciado período estacional seco o congelación requerido para concentrar la solución del suelo, y por una baja actividad de Al para prevenir la formación de aluminosilicatos. Su presencia está asociada a altos contenidos de materia orgánica (horizontes A de Andisoles) o de

ácidos orgánicos solubles (horizontes E de Espodosoles). Estudios de laboratorio muestran solubilidades de sílice biogénica y pedogénica en rangos entre $10^{-4.75}$ M a $10^{-3.05}$ M (0.5 a 25.0 ppm Si).

La Sílice opalina se disuelve muy fácil en medios insaturados de solución del suelo y sigue una cinética de reacción de orden cero (la constante de velocidad no depende de la concentración). La máxima concentración de sílice opalina se consigue en suelos jóvenes menores de 500 años; pocas partículas permanecen en suelos sobre los 4.000 - 7.000 años. Por lo que la presencia de sílice opalina es indicativa de ambientes ricos en Si y con una actividad de Al^{+3} baja por la formación de complejos de Al - humus.

Dos tipos de sílice opalina se encuentran en suelos derivados de ceniza volcánica jóvenes: sílice opalina pedogenética, llamada sílice opalina laminar y sílice opalina biogénica (ópalo de planta o fitolitos y diatomeas). Se distinguen sobre la base de sus propiedades morfológicas. La laminar se presenta en la fracción arcilla en los horizontes superficiales de Andisoles jóvenes. Ocurre entre tamaños de 0.5 a 5 μm y es más abundante en el rango de 0.2 a 2 μm .

La sílice opalina se encuentra en suelos de menos de 4.000 años y en horizontes ricos en materia orgánica más que horizontes B y C. Es el producto de los estados tempranos de meteorización de la ceniza volcánica y su formación es favorecida cuando la actividad del Al se ve disminuida por la materia orgánica mediante la formación Al-humus. La formación de sílice opalina es autogénica con la formación de alofana e imogolita, debido a la competencia por el silicio soluble. Se piensa que la sílice opalina se forma por precipitación del silicio en la solución del suelo sobresaturada. Por lo cual la formación está muy relacionada con las condiciones climáticas.

El ópalo de planta ocurre frecuentemente asociado a gramíneas, indicando la importancia de esta vegetación en el ciclo del Si. Esta forma es específica de especies y es utilizada en estudios de paleovegetación cuando ocurre en horizontes enterrados de Andisoles.

2.10.3.2. Alofana e Imogolita

Alofana es un nombre dado a un grupo de minerales que ocurren naturalmente; son hidroaluminosilicatos no cristalinos con una amplia variación en la composición química (Besoain, 1985; Buurman y van Reeuwijk, 1984; Farmer, 1984; Kimble, 1989; Parfitt y otros, 1983; Ugolini y Dahlgren, 1991; Wada, 1989). Alofana e imogolita son minerales secundarios formados en ambientes naturales por coprecipitación de

aniones de Si monoméricos con hidroxialuminios. Tiene morfología de esfera irregular y hueca con un diámetro externo de 3.5 a 5.0 nm y con un grosor de paredes de 0.7 a 1.0 nm. La superficie específica es alrededor de $581 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ en N_2 a 77K y entre 700 a $1.100 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ en absorción de etilenglicol monoetil eter. No tiene una estructura química definida y muestra un rango en la relación Al/Si entre 1:1 y 2:1. Alofanas con relaciones menos a 1:1 y mayores a 2:1 son posibles en la naturaleza (Shoji y otros., 1993).

Se piensa que estos minerales se forman en una reacción incongruente en la solución del suelo por ser fases inestables. La rápida cinética de precipitación de estos minerales no cristalinos es favorecida en relación a minerales cristalinos, tal como la caolinita. Es una creencia general que la formación de alófano e imogolita se presenta en rango de pH entre 5 y 7, bajas cantidades de materia orgánica, ceniza volcánica con alto contenido de bases, ciertos tipos de vegetación, y la ausencia de minerales 2:1 y 2:1:1. Estudios de solución del suelo de Andisoles y Espodosoles indican que una gran porción de alófano e imogolita formada en situ es debida a la meteorización causada por el ácido carbónico en los horizontes B de estos suelos. El ión bicarbonato no quelata al Al^{+3} , lo que permite que sufra hidrólisis y reacciones de polimerización con un rango de pH tamponado por el ácido carbónico. El Si soluble lavado de los horizontes superiores y liberado por la meteorización carbónica forma con los hidróxidos de Al, alofana e imogolita en estos endopedones.

La disponibilidad de Al parece ser un factor crítico para la síntesis de alofana e imogolita. El humus y la arcillas 2:1 compiten por el Al soluble y podrían disminuir su actividad a valores por debajo de los necesarios para la formación de alofana e imogolita (efecto antialofánico). La materia orgánica afecta la síntesis al disminuir la actividad del Al e impedir su hidrólisis y posterior polimerización. El factor limitante en la formación de alófano e imogolita en los ambientes ricos en humus es la actividad del Al más que la disponibilidad del silicio.

En la figura 2.50 se observa la estrecha relación que existe entre las formas activas de silicio y aluminio que hacen parte de la estructura de alofana e imogolita. Parfitt y Childs (1988) calculan el contenido de estas arcillas no cristalinas con la relación siguiente:

$$\% (\text{Alofano e imogolita}) = 7.1 \times \% \text{Si}_c$$

El contenido de ferrihidrita puede ser calculado con la ecuación:

$$\% \text{Ferrihidrita} = 1.7 \times \% \text{Fe}_c$$

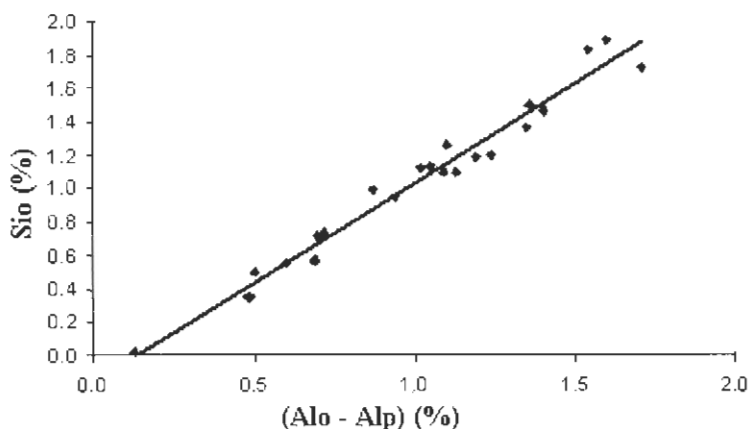


Figura 2.50. Relación entre silicio extraído con oxalato y aluminio presente en alofana e imogolita (Alo - Alp) en suelos Acrudoxi Fulvudan de la Serie El Cedral (Jaramillo y otros, 1998, datos modificados)

Interacciones entre el Al^{+3} y el humus se han descrito como un intercambio iónico, adsorción superficial, quelatación, peptización y coagulación. Se cree que la quelatación entre grupos ácidos de la materia orgánica y los cationes metálicos es el mecanismo dominante. Los complejos Al-húmicos se forman preferentemente a pH menores de 4.9, 5.0. Por encima de pH 5.0 el OH^- compete con el humus por la formación de compuestos con el Al. (Dochaufour, 1987).

La presencia de sustancias húmicas no impide la formación de alofano e imogolita. Estos minerales están presentes en suelos que tengan una relación $(Alp + Fep)/Cp$ mayor que 0.1; se ha inferido que valores mayores de 0.1 representa la saturación de los sitios complejantes del humus por cationes metálicos. Por lo que el exceso de Al^{+3} estaría disponible para la formación de alofana e imogolita. La formación de imogolita es completamente inhibida a concentraciones de 30 - 50 mg/L de ácidos fúlvicos y mayores de 300 mg/L de ácidos húmicos combinando el Al hidroxilado entre capas de minerales 2:1 con imogolita a 5°C (Shoji y otros, 1993).

La importancia de la actividad del Si ha sido documentada como el factor predominante en la formación preferencial de imogolita y alofana ricos en Al, alofanas ricas en silicio o haloisita en suelos derivados de ceniza volcánica. Alofano-Si y haloisita tienden a formarse en ambientes donde la actividad del Si en solución es alta ($>250-300 \mu m$) y alofano rica en Al e

imogolita se forman en suelos donde la actividad del Si en la solución del suelo es relativamente baja (<100-250 μm) alofana ocurre menos frecuentemente en suelos con regímenes de humedad Ustico, Xerico y Aridico porque hay menos lavado; la alofana que se forma es usualmente Alofana rica en Si. En estos ambientes secos, haloisita es típicamente encontrada como el aluminio silicato dominante en estos suelos derivados de ceniza volcánica.

Basados en los contenidos de Si y Al, expresados como un la relación Al:Si, las alofanas se pueden dividir en dos miembros finales: Al-alofanos y Si-alofanas con rangos de Al:Si de 2:1 y 1:1 respectivamente. Las Al-alofanas son denominados protoimogolita alofana, o alófana similar a imogolita, y están relacionados con la imogolita por tener el mismo arreglo atómico local y composición química (Al:Si = 2:1), pero difieren morfológicamente.

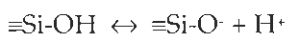
El ácido oxálico acidificado a pH 3 es el reactivo usado para extraer Al y silicio al disolver alófano e imogolita de los suelos. La relación Al/Si de estos minerales es estimada con la fórmula (Alo-Alp)/Sio. Otra forma de estimar la relación es (Alo - Ald)/Sio. Estos reactivos pueden atacar a otros minerales del suelo y hacer una estimación errónea de la relación. Especialmente una sobrestimación de la relación mayor a 2:1, puede resultar en situaciones de muy bajo contenido de Si ya que se decidiría por un número muy pequeño (Shoji y otros, 1993).

La imogolita se ha encontrado comúnmente asociada a alofana y es similar a este en sus propiedades químicas. Consiste de un paquete de tubos finos con diámetros interno y externo de 1 y 2 nm respectivamente. La superficie externa está compuesta de una estructura como de gibsita con grupos ortosilicatos (O_3SiOH) coordinados a través de oxígenos con tres aluminios en el interior. La mejor fórmula empírica para la imogolita natural es $1.1\text{SiO}_2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2.3\text{-}2.8\text{H}_2\text{O}(+)$, mientras que la estructura propuesta tiene una fórmula de $(\text{OH})_3\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiO}_2 [\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}(+)]$. La composición química de la fórmula estructural propuesta se ajusta al análisis químico hecho en muestras naturales. El aluminio en la estructura de la imogolita está con número de coordinación 6. El arreglo atómico en la imogolita es regular a lo largo del eje de la cadena, sin embargo el diámetro del tubo puede variar. La superficie específica de la imogolita es de $700\text{ m}^2\text{g}^{-1}$ por adsorción de vapor de agua y entre $900\text{-}1.000\text{ m}^2\text{g}^{-1}$ determinada por etilenglicol monoetil eter.

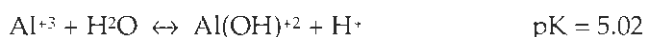
Las propiedades fisicoquímicas que caracterizan a los Andisoles son la acidez, la carga variable, la retención de fosfatos y metales pesados, la composición de la solución del suelo y la resistencia a la reducción (efecto

“poise”) (Shoji y otros, 1993, Uehara y Gillman, 1981). Condiciones muy relacionadas a los contenidos de Al y Fe activos.

Las fuentes de acidez de estos suelos son los grupos OH de las arcillas alofánicas y cloritas y el humus cuya fuerza influye en el pH de los suelos (Yoshida, 1979, Zapata, 2004). La acidez generada por alofana es baja y proviene de la desprotonación del grupo OH unido al Si:



Los valores de pH de la mayoría de los Andisoles se encuentra entre 5.0 y 5.8, aunque la saturación de bases es de 10% o menos (Malagón, 1992; Jaramillo, 1995; Shoji y otros). El pH en KCl 1M es menor que el pH en agua debido a la hidrólisis del Al ligado al humus y liberado de algunas formas no cristalinas presentes en el suelo (Uehara y Gillman, 1981, Zapata, 2004):



Los grupos ácidos del humus de los Andisoles tiene mayor acidez (pK < 3.2) pero están complejados con Al^{+3} , por lo que son pocos los grupos que contribuyen a la acidez. Basada en la fuerza de acidez de los grupos presentes en los Andisoles, Shoji y otros (1993) clasificaron los Andisoles entre grupos según la diferencia entre pH en KCl 1m y pH en agua de la manera siguiente:

	pH KCl	pH agua
Grupo 1 (Alofánicos bajo en humus):	5.0 – 5.6	5.2 – 6.0
Grupo 2 (no alofánicos)	3.8 – 4.4	4.8 – 5.3
Grupo 3 (alofánicos rico en humus):	4.3 – 5.0	5.0 – 5.7

En el cuadro 2,21 se presentan algunas propiedades químicas de Andisoles de Antioquia, Colombia, los cuales muestran que estos suelos tienen los tres grupos definidos arriba.

Los Andisoles son típicamente suelos con coloides de carga variable (Uehara y Gilman, 1981), como los muestran los Andisoles del Oriente Antioqueño del cuadro 2.21. Alofana, imgolita y Al-humus son los responsables de este tipo de carga, principalmente negativa en sus grupos $\equiv\text{Si-O}^-$ y COO^- . Las cargas positivas se deben a los grupos $=\text{Al}(\text{OH})_2^+$ de alofanas e imogolitas y $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ de ferrihidritas (Wada, 1989).

Uehara y Gilman (1981) hacen una extensa documentación de la carga variable de los Andisoles y presentan los efectos que tienen las distintas metodologías para determinar las cargas negativas de estos suelos. El cuadro 2.22 presente los diferentes valores y cambios de la capacidad de

intercambio de cationes (CIC) determinada con acetato de amonio pH 7.1N a muestras sometidas a diferentes tratamientos de humedecimiento y secado. Se observan pérdidas muy altas en la CIC cuando las muestra de suelo carga variable (Andisol) son secadas, mientras que el suelo con coloides carga permanente cambia poco.

Cuadro 2.21. Algunas características de las cargas de Andisoles de Oriente Antioqueño (Jaramillo, 1995). (n: número de valores incluidos en el estadístico).

Variable	n	Media	Moda	Mínimo	Máximo	Coef. Var.
MO (%)	40	21.89	30.3	7.9	44.7	43.40
CIC	37	61.69	62.8	33.0	98.9	25.40
CICE	39	3.89	1.9	1.27	8.29	49.40
CICV	36	57.92	45.5	26.0	96.8	27.91
pH (agua)	40		5.0	4.0	5.8	
pH KCl	11		4.5	4.0	5.0	
pH NaF	12		11.5	10.2	11.9	
Δ pH	11	-0.52	-0.5	-1.39	0.1	86.43

Cuadro 2.22. Efecto del humedecimiento y secado sobre la CIC de dos suelos (Kanehiro y Sherman, 1956).

Suelo	Prof(cm)	H ₂ O(%)*	Tratamiento (CIC cmolkg ⁻¹)				Pérdida (%)	
			1	2	3	4	sol	Rehidrat.
Hidrandept	0 - 30	131.1	82.2	48.0	36.8	39.9	55.2	51.4
	30 - 60	274.5	81.2	48.1	36.2	38.1	55.4	53.1
	60 - 80	305.7	109.9	45.4	37.1	35.0	68.2	68.1
	80 - 95	217.0	126.7	42.9	32.1	31.8	74.7	74.9
Eutrandept	0 - 19	8.7	39.7	28.9	30.4	40.7	23.4	0
	19 - 40	40.8	98.9	64.0	67.7	85.8	31.5	13.2
	40 - 70	49.3	99.5	78.2	72.9	85.8	26.7	13.8
	70 - 100	13.4	68.5	62.9	57.9	67.0	15.6	2.3

*: Humedad a capacidad de campo.

Tratamiento

1: muestra fresca.

2: muestra seca al horno durante 7 días.

3: muestra seca al sol durante 100 días

4: muestra seca al sol durante 100 días y rehidratada durante 7 meses.

2.23. Efecto del lavado con alcohol en la determinación de la CIC de suelos de la Secuencia El Cedral Caldas, Colombia. (Cardona, 1998).

Horizonte	CIC (cmolk ⁻¹)	
	Lavado	
	Con alcohol	Sin alcohol
Ap	15.81	29.16
Ah ₁	15.81	29.26
Ah ₂	14.00	22.18
2Ah	14.00	18.09
3Ah ₂	14.00	19.50
4Ah	14.00	18.96
5Ah	12.19	15.51
5B	8.60	18.51
6Ah	8.60	11.53
7Ah ₁	12.65	20.25
7Ah ₂	18.10	30.61
8Ah ₂	25.30	40.27
8AC	19.90	26.14

Algunas metodologías utilizan alcohol para lavar el exceso del ion reemplazante en la determinación de la CIC, procedimiento que igualmente tiene efecto en la determinación como se observa en el cuadro 2.23.

2.10.3.3. Haloisita.

La haloisita es otro mineral muy común en suelos derivados de ceniza volcánica y muestra un amplio grado de desorden (Besoain, 1985; Dixon, 1989; Dixon y Weed, 1989). Se ha visto una relación inversa entre el contenido de haloisita y el contenido de alófono rico en Al e imogolita. La haloisita es un mineral dominante en ambientes ricos en Si, mientras que en sitios pobres de este elemento se encuentran Al-alofana e imogolita. Además de los anteriores se encuentran también caolinita, gibsita, arcillas 2:1, y 2:1:1. (Aluminosilicatos cloritizados).

La haloisita es un filosilicato 1:1 con una diversidad de formas. En casos raros se ha visto que tiene Fe en coordinación 6 (octaedros) hasta de 13% F₂O₃. Generalmente ocurre en formas tubulares y esferoidales en Andisoles. La haloisita muestra un amplio rango de desorden estructural en la unión de sus capas 1:1. Algunas haloisitas tiene una relación Al/Si de 2.5 a 3.0 en oxalato ácido.

La formación de haloisita es favorecida por una pronunciada estación seca y un ambiente rico en silicio. La haloisita puede formarse en una reacción

incongruente de la disolución de los minerales primarios, alteración de feldespatos, o como un producto de alteración de alofana e imogolita vía solución y resilicatación. Parfitt y Henmi (1982) reportaron que Al-alofana no puede alterarse directamente a haloisita ya que el tetraedro de Si ocurre dentro de la superficie de la esfera hueca del alofano como grupos aislados de O_3SiOH con sus vértices dirigidos hacia afuera de las unidades octaedrales de Al. Esta es una forma invertida de sus orientaciones en la haloisita, necesiéndose que el alofano pase a solución del suelo con el concomitante enriquecimiento de Si y polimerización de la lámina de silicio.

2.10.3.4. Aluminosilicatos laminares.

La génesis de minerales 2:1, 2:2 y 2:1:1 en suelos derivados de ceniza volcánica es controversial. Un origen pedogenético de minerales 2:1 puede ocurrir por una reacción de estado sólido relacionado con la movilidad de SiO_2 , MgO y K_2O en vidrios volcánicos no coloreados. Varios autores han propuesto la siguiente secuencia:

Las transformaciones que involucran feldespatos y minerales ferromagnesianos están bien documentadas. Otras potenciales fuentes de minerales 2:1 incluyen los minerales accesorios incorporados a la ceniza volcánica durante la erupción. Como se indica en un diagrama de predominancia para la esmectita se podría sintetizar en horizontes superficiales de Andisoles ricos en Si (Sposito, 1989). Precipitación de esmectitas es posible aún a bajas actividades de Al, cuando las actividades de Si son altas (Besoain, 1985; Shoji y otros., 1993).

2.10.3.5. Ferrihidrita

El hierro en suelos derivados de ceniza volcánica está presente como formas no cristalinas de oxihidróxidos y como complejos de Fe-humus. La ferrihidrita, un oxihidróxido de Fe, se cree que es dominante en los suelos derivados de ceniza; es un mineral no cristalino con fórmula de composición $5Fe_2O_3 \cdot 9H_2O$. Se ha reportado una forma fibrosa similar a una goetita pobremente cristalinizada.

La ferrihidrita es la fase no cristalina de hierro presente en suelos derivados de ceniza volcánica y su formación ocurre preferentemente cuando se compara con las formas cristalinas en estos suelos. Su formación se ha visto que ocurre preferiblemente cuando el Fe^{+2} es oxidado rápidamente o en presencia de constituyentes que impiden la nucleación del cristal y su crecimiento.

Un clima frío y húmedo parece que favorece cinéticamente la formación de ferrihidrita en vez de formas más estables como la goetita y la hematita. Estas condiciones interfieren con los procesos de deshidratación/reprecipitación (cristalinización) necesarios para la transformación de ferrihidrita a hematita o goetita. Otro factor que ha mostrado una fuerte supresión en la formación de goetita es una alta actividad de Al (Schwertmann y otros, 1979).

La ferrihidrita es un compuesto muy reactivo por su alta superficie específica y su superficie hidroxilada, tiene valores entre 220 y 560 cm^2g^{-1} . Es termodinámicamente metaestable y con el tiempo cristaliniza a goetita bajo climas templados o fríos húmedos y a hematita en climas calientes y secos. El contenido de ferrihidrita se puede estimar con el Fe extraído con oxalato ácido (Feo). La adsorción de silicatos y materia orgánica impide que la ferrihidrita cristalice a alguna de las dos formas conocidas.

El Al extraído con pirofosfato (Alp) se aproxima al 3% en Andisoles ricos en humus. En contraste Fe-humus es muy bajo, aún en suelos ricos en humus, ya que la ferrihidrita es la forma de Fe más estable en estos suelos. Esto sugiere que la acumulación y estabilización de humus en Andisoles, en parte, es debida a la formación de los complejos Al-humus ya que lo hace altamente resistente al ataque microbiano. El tiempo de residencia de la materia orgánica en Andisoles es mucho mayor que en Molisoles y en horizontes Bh de Espodosoles. Este proceso de estabilización de la materia orgánica juega un papel importante en la formación de epipedones fúlvicos y melánicos.

2.10.3.6. Gibsita.

La gibsita se forma en los suelos que han sufrido un proceso intenso de lavado de silicio (Wada y Weed, 1989). Haloisita, imogolita y gibsita pueden coexistir en el suelo en una concentración de silicio de $10^{-3.6}\text{M}$, mientras que la gibsita puede ser el mineral que se forme cuando la concentración de silicio sea inferior a $10^{-5.2}\text{M}$ (Sposito, 1989).

2.10.4. Secuencia de meteorización.

La composición iónica de la fase acuosa es un fiel reflejo de la fase sólida y es un recurso a utilizar para analizar la fracción arcilla de los suelos (Ugolini y otros, 1988). Con la disolución selectiva se logra obtener un esquema razonablemente satisfactorio de las condiciones de meteorización y evolución del suelo. En una secuencia de meteorización en el perfil de un suelo Alic Fulvudand, (cuadro 2.24), Berrío y Zapata (2001) obtuvieron los equilibrios de disolución de los iones silicio, hierro y aluminio y fueron

llevados a diagramas de saturación relativa en varios pasos de equilibrio, ver figura 2.51. La cuantificación del material amorfo presente en cada uno de los horizontes se llevó a cabo a través del método del oxalato de amonio y pirofosfato de sodio propuesto por Parfitt y Henmi, (1982).

Cuadro 2.24. Análisis químico de las muestras de suelo del perfil completo de un Alic Fulvudand (Berrio y Zapata, 2001).

Horizon.	Text.	pH	M.O	P	CIC	Al	Ca	Mg	K	CICE
			%	ppm	cmol/kg					
Ap	FA	4.9	26.5	3	53.2	3.1	2.0	0.6	0.18	5.9
Ah	ND	5.4	11.4	3	45.2	0.5	1.9	0.5	0.06	2.9
Ab	ND	5.6	7.9	3	53.2	-	1.8	0.5	0.04	2.3
Bwb	ND	5.8	7.9	3	49.0	-	1.9	0.6	0.04	2.6
Bgb	ND	5.7	3.2	5	38.9	-	2.0	0.6	0.04	2.6
Bgb/2C	F	5.4	1.6	3	33.4	0.5	2.0	0.6	0.04	2.6
2C	Ar-L	5.0	0.7	3	25.0	1.7	2.1	0.6	0.05	2.7

ND: No Dispersó

En los cuadros 2.25 y 2.26 se presentan las cantidades de Al, Fe y Si extraídas con oxalato de amonio (Alo, Feo y Sio) y pirofosfato de sodio (Alp y Fep). Así mismo los contenidos de alófono y ferrihidrita para cada uno de los horizontes. Los contenidos de aluminio y silicio en oxalato de amonio, Alo y Sio respectivamente, aumentan hasta el horizonte Bwb donde este aumento es notorio y se debe al incremento de materiales amorfos. En profundidad se observa una disminución de Alo y Sio a partir del horizonte Bgb, que podría deberse a que los materiales amorfos comienzan a disminuir, pues estos horizontes ya tienen características dadas por la discontinuidad litológica.

Cuadro 2.25. Resultados de la disolución selectiva en oxalato y pirofosfato de Al, Si y Fe en un Alic Fulvudand de Antioquia (Berrio y Zapata, 2001).

Horizonte	(%) Alo	(%) Sio	(%) Feo	(%) Alp	(%) Fep
Ap	2.35	0.52	0.94	1.13	0.60
Ah	3.94	2.51	1.07	1.93	0.97
Ab	4.45	3.81	0.52	0.72	0.08
Bwb	4.37	4.08	0.48	0.63	0.05
Bgb	3.16	1.96	0.27	0.26	0.02
Bgb/2C	1.51	0.66	0.17	0.33	0.25
2C	0.19	0.04	0.25	0.06	0.05

Los contenidos de Feo, Alp y Fep, que representan a los contenidos de ferrhidrita, Al-humus y Fe-humos, respectivamente, presentan características similares, todos ellos muestran un ligero incremento al pasar del horizonte Ap al horizonte Ah, y luego disminuyen notablemente los contenidos, como era de esperarse, pues a medida que aumenta la profundidad hay menor contenido de materia orgánica.

Cuadro 2.26. Relación entre las formas activas de Al, Si y Fe y contenidos de amorfos (%) en un Alic Fulvudand de Antioquia (Berrio y Zapata, 2001).

Horizonte	Al/Si	Alp/Alo	Alof+imo	Fehid.	Fep/Feo	Alo+Feo
Ap	2.43	0.48	8.90	1.60	0.64	2.82
Ah	0.83	0.49	8.20	1.82	0.91	4.48
Ab	1.01	0.16	19.1	0.88	0.15	4.71
Bwb	0.95	0.14	20.4	0.82	0.10	4.61
Bgb	1.53	0.08	11.7	0.46	0.07	3.30
Bgb/2C	1.86	0.22	4.80	0.29	1.47	1.60
2C	3.37	0.36	0.50	0.43	0.20	0.31

El contenido de Al-humus en el suelo actual es mayor en el suelo enterrado, presentándose en el primero un mayor efecto antialofánico. Razón que podría explicar porque tiene menos contenido de alofona. Parfitt (1990) reporta que se necesitan condiciones údicas para formar alofanos con relación Al/Si de 2. En este caso las condiciones de humedad coinciden con el suelo actual. El suelo enterrado, con un menor contenido de materia orgánica y una relación Al/Si de 1, hace pensar que las condiciones de humedad del paleoclima eran más secas que las actuales.

El producto de actividad iónica (PAI), calculado a partir de la especiación de la solución que equilibra al suelo, puede ser usado para determinar que especie está controlando la composición de esta. Este tipo de prueba se hace comparando el PAI con los valores teóricos de las constantes de equilibrio de los diferentes minerales que pueden estar presentes en el suelo (Sposito, 1989).

Para estudiar la formación de minerales secundarios del suelo se tomaron muestras de los horizontes del suelo presentados en el cuadro 2.23. Cada una de las muestras fue sometida a disolución selectiva en HCl 0.001N para calcular la especiación del Fe, Al y Si y a partir de ésta construir diagramas de Log PAI vs fracción consecutiva extraída. El procedimiento fue el siguiente:

A 20 g de cada suelo se le adicionaron 100 mL de solución de HCl 0.001 N, se agitó durante 30 minutos a una velocidad de 95 rpm y se centrifugó por

10 minutos a una velocidad de 2500 rpm. El sobrenadante es llamado fracción 1 y en él se determinó aluminio por el método de polarografía, hierro por el método de absorción atómica y silicio por el método colorimétrico del molibdosilicato, además se determinó el pH y la conductividad eléctrica. Al suelo que queda precipitado se le adiciona nuevamente 100 mL de solución de HCl 0.001 N, se agita y se centrifuga de la misma manera que en la primera adición y se obtiene la fracción 2. Se repite el mismo procedimiento hasta obtener la fracción 9.

Para encontrar las actividades de los iones Al^{+3} , Fe^{+3} y Si^{+4} se diseñó un programa de computador que ejecuta un cálculo de especiación para el cual hace uso de las concentraciones analíticas totales de $[Al_T]$, $[Fe_T]$ y $[Si_T]$, del pH y de la conductividad eléctrica de cada fracción y de las constantes de formación de cada complejo K_i . El cálculo del PAI de las reacciones y los valores de la constante de equilibrio para los minerales secundarios formados en los Andisoles son (Chunming Su y Harsh, 1994):

Imogolita

$$\text{Log PAI} = 2 \text{ Log } (Al^{+3}) + \text{ Log } (H_4SiO_4) + 6pH \quad \text{LogK} = 12.03$$

Haloisita

$$\text{Log PAI} = 2 \text{ Log } (Al^{+3}) + 2 \text{ Log } (H_4SiO_4) + 6 \text{ pH} \quad \text{LogK} = 8.97$$

Gibbsite

$$\text{Log PAI} = \text{ Log } (Al^{+3}) + 3 \text{ pH} \quad \text{LogK} = 8.04$$

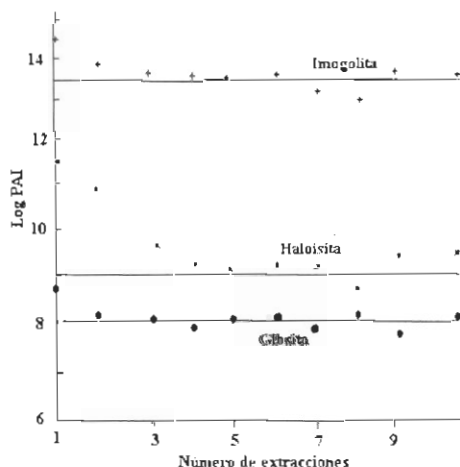


Figura 2.51. Valores de log PAI para cada una de las fracciones extraídas con HCl 0.001 N en el horizonte Ap.

Los valores de PAI y de K para cada mineral se graficaron en función del número de la extracción. Ejemplo de los valores de Log PAI para cada fracción extraída en el horizonte Ap se presenta en la figura 2.51. En algunos horizontes se vio una tendencia que los valores de Log PAI coincidieran con los valores de K de minerales seleccionados. Esta coincidencia se hace mas estrecha a medida que las fracciones de extracción aumentan y continúa hasta la última fracción. En cambio en otros horizontes, esta tendencia no se observó, los valores de Log PAI eran constantes para las distintas fracciones y se ubicaban por debajo de la línea que representa a cada mineral.

En el horizonte Ap los valores de Log PAI calculados en cada una de las fracciones extraídas, utilizando el modelo de la imogolita fueron siempre menores que las del K teórico, lo que permite pensar que existe una imogolita mucho más estable que la que se reporta en la literatura. Otra posibilidad es que se trate de un mineral alofánico rico en Al, quien controla la actividad del Al y del Si, pero que no se ajusta a la relación molecular de la imogolita. Se observa la misma situación para la haloisita, mientras que para la gibsita los valores calculados de los log PAI parecen coincidir ligeramente con los reportados en la literatura, pudiéndose pensar que este mineral esta presente en este horizonte. La presencia de gibsita podría confirmar el hecho de que se tiene un ambiente de baja actividad de Si, ya que en este horizonte se encontró una cantidad de alofona de 8,90% con una relación Al/Si de 2,43, lo que confirma la formación de un alofano rica en Al.

En el horizonte Ah existe una situación contrastante con el horizonte Ap, la relación Al/Si es de 0,83. Situación que podrá hacer pensar en alofona rico en Si. Sucede lo mismo que en el horizonte Ap, los valores de log PAI para la Imogolita en cada una de las fracciones no coincide con los valores reportados por la literatura. Para los otros dos minerales los valores de LogPAI calculados en la mayoría de las fracciones se acercó bastante a los valores teóricos, confirmando la presencia de haloisita y gibsita en este horizonte, situación que termodinámicamente es posible (Chunming Su y Hasarh, 1994; Wada, 1989).

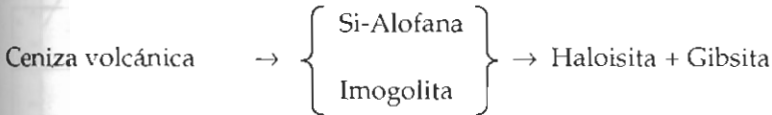
En el horizonte Ab se presenta la mayor coincidencia entre los log PAI calculados en cada una de las fracciones y para cada mineral, permitiendo pensar que en este horizonte existe una mezcla de imogolita, gibsita y haloisita. La haloisita ocurre en ambientes ricos en Si (Shoji y otros, 1993) lo que evidencia la presencia de imogolita con una relación Al/Si de 1,01. Wada (1989) y Farmer y otros (1980) indican que la imogolita, la Haloisita y

la Gibsita pueden coexistir en los suelos, pero que la imogolita es metaestable con relación a las otras dos a largo plazo.

La coincidencia entre valores de log PAI calculados para la mayoría de las fracciones con la haloisita parece ser una evidencia clara de la presencia de esta mineral en el horizonte Bgb. La similitud entre los valores de log PAI para la Imogolita con los valores de K teóricos en las fracciones 4 al 6. La presencia de gibsita no fue notoria en el horizonte.

En el horizonte 2C los valores de log PAI calculados para cada una de las fracciones y en cada uno de los minerales fue siempre mucho menor que el valor de log K teórico, mostrando claramente que no están presentes. Esto se puede explicar dado que este horizonte es el material litológico sobre el que se depositó la ceniza volcánica.

La presencia de los tres minerales característicos de los suelos derivados de ceniza volcánica en los horizontes Ab y Bwg hace suponer que la secuencia de meteorización es la siguiente:



En el horizonte Ap la secuencia de meteorización sería:



En el horizonte Ab se puede decir, con la seguridad que puede dar la termodinámica, que está presente la imogolita, ya que fue el sitio donde hubo una absoluta coincidencia de los valores teóricos y calculados de K y de PAI.

Algunos de los espectros infrarrojos de las muestras de los horizontes Ab, Bwb, Bgb, Bgb/2C y 2C se muestran en la figura 2.51. En el cuadro 2.26 resume las bandas más características de los diferentes minerales encontrados. Cada uno de los horizontes muestra un espectro infrarrojo de bandas anchas y bien definidas, todos ellos presentan una absorción alrededor de 800 cm⁻¹, característica de la sílice no cristalina (Besoin, 1985). La formación de sílice está asociado a la formación de Al-humus, ya que la actividad del Al es controlada por el humus, el silicio satura la solución, precipitándose. Proceso conocido como efecto antialofanico (Shoji y otros, 1993).

Los horizontes Ap, Bg, Bg/2C y 2C presentan tres bandas características, la primera es una banda ancha en la región de 600-1300 cm⁻¹, con máximos en 1034 cm⁻¹, 1032 cm⁻¹, 1030 cm⁻¹ y 1030 cm⁻¹ respectivamente, debida

principalmente a vibraciones de extensión (Stretching) de los enlaces Si-O y Al-O y parcialmente a vibraciones de deformación de los grupos Si-OH y Al-OH. Se presenta otra absorción entre 1400-1800 cm^{-1} con máximos en 1626 cm^{-1} , 1637 cm^{-1} , 1636 cm^{-1} y 1628 cm^{-1} debida a la deformación angular de la molécula de agua adsorbida y finalmente una banda ancha y fuerte entre 2800-3800 cm^{-1} con máximos en 3450 cm^{-1} , 3448 cm^{-1} , 3447 cm^{-1} y 3450 cm^{-1} originada por vibraciones de extensión de los grupos OH⁻, sean estos estructurales o del agua adsorbida (Besoain, 1985). Todas estas bandas están ubicadas a la misma longitud de onda que las bandas de los alofanos ricos en sílice, además los espectros de los horizontes Bg, Bg/2C y 2C poseen otras tres bandas alrededor de 1090 cm^{-1} , 1025 cm^{-1} y 910 cm^{-1} , características de las arcillas 2:1 mezcladas con alofano (Masui y otros, 1966).

Cuadro 2.27. Resumen de las principales bandas infrarrojo de algunos minerales para cada horizonte en cm^{-1} . Suelo Alic Fulvudand de Antioquia (Berrio y Zapata, 2001).

Horizonte	alofano	Imogolita	Al,Fe-humus	Silice	Minerales2:1
Ap	1034, 1626, 3428		1385	797	
Ah		976, 1636;3442	1404	797	
Ab		980, 1636;3469, 690, 570	1399	797	
Bwb		973, 1627; 3487, 690	1437		
Bgb	1032, 1637; 3448		1457	797	1101, 1032; 914.
Bgb/2C	1030, 1636; 3447			793	1101, 1030; 913 .
2C	1030, 1634			795	1108, 1030; 912

Los horizontes Ah, Ab y Bwb dan un espectro semejante al de los horizontes Ap, Bg, Bg/2C y 2C solo que la banda de absorción entre 800-1300 cm^{-1} se desplaza más hacia la región de 990 - 1010 cm^{-1} , encontrando los máximos en 980 cm^{-1} , 973 cm^{-1} y 976 cm^{-1} respectivamente, ocasionada también por las vibraciones de extensión Al(Si)O y parcialmente a vibraciones de deformación de los grupos Si-OH y Al-OH, una segunda absorción entre 1450- 1750 con máximos 1636 cm^{-1} , 1627 cm^{-1} y 1644 cm^{-1} es atribuida a la deformación angular de la molécula de agua adsorbida y finalmente la banda ancha e intensa entre entre 2600 - 3800 cm^{-1} , con

máximo en 3469 cm^{-1} , 3487 cm^{-1} y 3470 cm^{-1} debida a las vibraciones de extensión de los grupos OH.

Todos los espectros infrarrojo, a excepción de lo horizontes Bg/2C y 2C, muestran una absorción cerca de $1400\text{-}1650\text{ cm}^{-1}$, que sugieren la presencia de complejos Al/Fe-humus (Parfitt y Henmi, 1982). Los horizontes Ah, Ab y Bwb presentan una banda ancha entre $930\text{-}970\text{ cm}^{-1}$ atribuida al enlace Fe-O-Si indicando la presencia de ferrihidrita (Wada, 1989).

Se encontró que los horizontes Ah, Ab y Bwb tienen una banda de absorción entre 980 y 1010 cm^{-1} característica de la imogolita. Además, se detectó la presencia de sílice no cristalina en todos los horizontes, excepto en el horizonte Bwb.

La presencia de minerales arcillosos 2:1 se evidenciaron en los horizontes que tienen relación con la discontinuidad litológica (2C, saprolito de anfibolita), como era de esperarse.

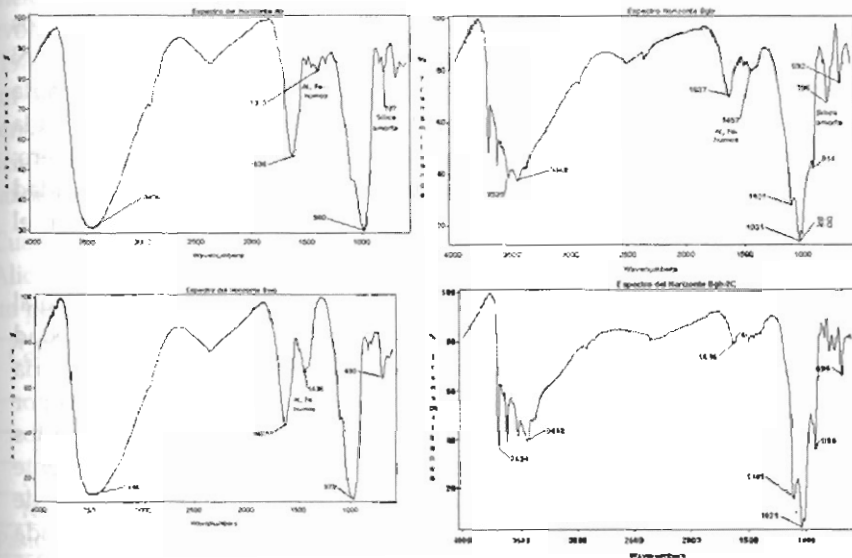


Figura 2.52. Espectros de absorción infrarroja de muestras de suelos de los horizontes de un Alic Fulvudand de Antioquia (Berrio y Zapata, 2001)

Constituyentes orgánicos

Los Andisoles en la mayor parte del mundo muestran la más alta acumulación de carbono entre los suelos minerales. Sin embargo no todos los Andisoles ricos en humus tienen un horizonte muy oscuro con Value y Chroma de 2 a menores en húmedo debido al humus clasificado por

Kumada (1987) como Tipo A. Andisoles fúlvicos tienen también una gran cantidad de humus, pero su color es café oscuro ya que su humus es rico en ácido fúlvico y ácidos húmicos Tipo P, el cual tiene un grado menor de humificación (Kumada, 1987). Así, los grandes grupos melánico y fúlvico son considerados en los subórdenes de Andisoles.

El humus y los minerales no cristalinos contribuyen en gran medida a definir las propiedades físicas y químicas características de los Andisoles tales como carga variable, alta retención de fosfatos, baja densidad aparente, notable friabilidad, formación de agregados estables; así como sus características diagnósticas. También ejercen una gran influencia en la productividad de Andisoles, a través de su papel en la suplencia de nutrimentos, retención de agua para las plantas y desarrollo de un ambiente favorable al enraizamiento.

La notable acumulación de C y N en Andisoles se observa cuando se comparan los contenidos totales de estos elementos con otros suelos minerales. El valor de la relación C/N es más alto que en otros suelos minerales (Shoji y otros, 1993, Malagón, 1992). Esto sugiere que el N orgánico es más fuertemente retenido por los Andisoles. En Colombia, la mayoría de los cultivos comerciales sembrado en Andisoles responden a la aplicación de materia orgánica y fertilizantes nitrogenados (Guerrero, 1998). Muchas propiedades físicas de los Andisoles, tales como, densidad aparente, límites líquido y plástico son fuertemente afectados por el carbono orgánico.

Se indicó que la materia orgánica del suelo juega un papel antialofánico al formar complejos Al- humus bajo condiciones de régimen de humedad Údico. Esto sugiere que los suelos no alofánicos acumulan más materia orgánica que los suelos alofánicos. De hecho, esta relación es soportada por la relación Al_p/Al_o y el contenido de C de los horizontes húmicos de los Andisoles. Se ha encontrado que el contenido de C está directamente relacionado con la relación Al_p/Al_o en Andisoles con contenidos de carbono orgánico mayores de 6%. La relación Al_p/Al_o puede ser utilizada aproximadamente para separar Andisoles no Alofánicos de Andisoles Alofánicos cuando la relación $Al_p/Al_o \geq 0.5$.

Existe una marcada evidencia de que el color negro de los Andisoles es atribuible a la existencia de ácidos húmicos altamente humificados o ácidos húmicos tipo A (Kumada, 1987). Un índice melánico menor de 1.70 indica una dominancia de ácidos húmicos tipo A razón por la cual ha sido empleado como criterio para el epipedón melánico.

Los Andisoles con vegetación de gramíneas muestran una predominancia de ácidos húmicos tipo A seguidos por ácidos húmicos tipo P y B (Kumada, 1983). Sin embargo tal distribución de composición de humus no es siempre el caso de Andisoles de otros países diferentes al Japón. Se ha encontrado que un mayor contenido de ácidos fúlvicos está asociado a ácidos húmicos tipo P. En Japón y Nueva Zelanda se ha encontrado que la vegetación de gramíneas contribuye a la formación de ácidos húmicos tipo A, mientras que la vegetación forestal promueve la formación de ácidos húmicos tipo P.

Lopez (1996) caracterizó las sustancias húmicos del horizonte A de un Alic Fulvudand de Antioquia, Colombia, bajo cuatro coberturas vegetales y del perfil completo de éste. Los tipos de ácidos húmicos encontrados se presentan en el cuadro 2.28.

Los ácidos húmicos del suelo Alic Fulvudand se encuentran en estado incipiente de evolución, según el orden creciente de menor a mayor evolución de los ácidos húmicos ($R_p < P < B < A$) propuesto por Kumada (1983). En cuanto a las coberturas, el suelo bajo rastrojo fue el que presentó un ácido húmico más evolucionado. El horizonte B enterrado fue el que tenía los ácidos húmicos mas evolucionados, como es lógico. El tipo de ácido húmico encontrado en el suelo está de acuerdo con la clasificación taxonómica dada al suelo.

Cuadro 2.28. Característica espectroscópicas y tipos de ácidos húmicos en Alic Fulvudand del Oriente Antioqueño bajo cuatro coberturas vegetales y un perfil completo (López, 1996)

Cobertura	λ 400	λ 600	Δ Log K(*)	RF(*)	Tipo de Acido. Húmico(*)
Papa	0.397	0.113	0.546	7.08	Po-L
Papa	0.516	0.145	0.551	7.38	Po-L
Kikuyo	0.408	0.099	0.615	7.72	Po-L
Kikuyo	0.473	0.114	0.618	7.74	Po-L
Pasto natural	0.459	0.121	0.579	44.06	Po-L
Rastrojo	0.411	0.073	0.751	3.82	Rp(1)
Suelo					
Hzte.					
O	0.741	0.130	0.559	8.11	Po-L
Ap	0.475	0.140	0.531	8.95	Po-L
Ah	0.460	0.131	0.545	8.06	Po-L
Ab	0.112	0.029	0.587	66.11	Po-L
Bwb	0.337	0.098	0.536	104.51	A

(*): Según la metodología Nagoya (Kumada, 1987).

Los complejos de Fe y Al-humus están presentes en altas cantidades en horizontes húmicos de Andisoles. Complejos de Al-humus son formados en un proceso antialofano. La formación preferente de Al-humus, más que arcillas alofánicas, fue primeramente observado en Andisoles jóvenes del Japón (Shoji y Masui, 1972). Este proceso ocurre intensamente en horizontes humicos ácidos ($\text{pH}(\text{H}_2\text{O}) < 5.0$) de Andisoles con régimen de humedad del suelo Údico. Existe una alta correlación entre Al_p y el contenido de C orgánico de horizontes A de Andisoles. El C orgánico alcanza un valor de 6% cuando Al_p es aproximadamente 0.85 por ciento ($\%C = 5.96 \% \text{Al}_p + 0.95$ $r^2=0.84^{**}$).

Se ha visto que la relación molar de Al_p y carbono orgánico esta cercana a 6. Una relación de 6 es muy baja en comparación con el contenido de grupos carboxílicos de los ácidos húmicos, si todo el Al_p existe en una forma monomérica. En contraste, la relación de 6 es posible si el Al complejoado con humus está parcialmente polimerizado y contiene una baja carga (Shoji y otros, 1993).

El F⁻ es una base fuerte capaz de desplazar OH^- de las aristas de los compuestos no cristalinos y de complejos humicos de Fe y Al, por lo cual se alcaliniza el medio donde sucede la reacción (Fieldes y Perrot, 1966). Es por esto que el pH (NaF) no puede ser utilizado adecuadamente para separar Andisoles no alofánicos de Andisoles Alofánicos.

Cuadro 2.29. Coeficientes de correlación entre formas activas de Fe y Al de suelos Hapludand y Melanudand de Antioquia y Caldas y algunas características químicas (Valores calculados con datos de Henao y otros, 1997; Arango y González, 1993).

Carac	Formas activas					
	Alo	Al_p	SiO	Feo	Fep	Cp
R. Fosfat	0.806	0.244	0.634	0.767	0.198	0.223
Alofano	0.938	-0.588	0.959	0.431	-0.559	-0.139
M. Organ.	-0.693	0.827	-0.784	0.02	0.518	0.717
Arcilla	0.687		0.695			
W(1.5kPa)	0.776	-0.055	0.766	0.595		
pH (H ₂ O)	0.656	-0.557	0.820	-0.040	-0.683	-0.387
pH (NaF)	0.954	-0.331	0.885	0.579	-0.164	

Valores de correlaciones mayores de 0.4227 son significativos al 5%.

En la cuadro 2.29 se presentan coeficientes de correlación entre las formas activas de Al, Fe y Si y algunas características químicas de Andisoles colombianos. La materia orgánica tiene una correlación negativa con Alo,

indicativo del efecto antialofánico ya presentado anteriormente. Igualmente se observa relación positiva entre el Al complejoado con humus (Alp) y el contenido de materia orgánica. El Feo como era de esperarse no se relaciona con ella, ya que se precipita como ferrihidrita (Feo). La retención de fosfatos, la humedad a 1.5 kPa y el contenido de arcilla se correlacionan positivamente con Al_o y Si_o, situación que confirma como algunos de estos parámetros son utilizados para definir el carácter ándico de los suelos.

Bibliografía.

Alexander, E.B.; Shoji, S.; West, R. 1993: Andic soil properties of Spodosols in nonvolcanic materials of southeast Alaska. - *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 57 (2): 472-475.

Arias A., H. González, R. Zapata, G. Arias, J. Loaiza. 2002. Comportamiento y Estructuras del Relieve y de los suelos en el Altiplano de Santa Rosa de Osos (Antioquia). Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. Informe ICNE, CORANTIOQUIA. Medellín.

Arango, G y H. González, 1993. Caracterización química de suelos y paleosuelos derivados de cenizas volcánicas en el norte de la Cordillera Central Colombiana. *Revista ICNE*, vol. 4, 2: 97-119.

Arkley, r. J. 1963. Calculation of carbonate and water movement in soil from climatic data. *Soil Sci.* 96:239-248.

Arnold, R.W. 1979. Concept of the argillic horizon and problems in its identification. En: *Proceedings Second International Soil Classification Workshop. Part II:* 21-33. Eds.: F.H. Beinroth and S. Panichapong. Soil Survey Division; Land Development Department, Bangkok, Thailand.

Bloomfield, C. y J. K. Coulter. 1973. Genesis and management of acid sulfate soils. *Adv. In Agronomy*, 25: 265-326.

Bouma, J. 1983. Hydrology and soil genesis of soils with aquic moisture regimes. En: *Pedogenesis and soil Taxonomy I. Concepts and interactions:* Eds. L. P. Wilding , N. e. Smeck y G. F. Hall, Elsevier. Amsterdam. 253-281p.

Buurman, P., Van Reeuwijk, L.P., 1984. Proto-imogolite and the process of podzol formation: a critical note. *J. Soil Sci.* 35, 447-452.

Cardona, W. 1996. Propiedades fisicoquímicas de la interfase coloide-solución en dos suelos con características andicas. Tesis químico, Universidad de Antioquia. 105p.

Bal, L. 1975. Carbonate in soil: A theoretical consideration on, and proposal for its fabric analysis. 1. Crystic, calcic and fibrous plasma fabric. *Neth. J. Agric. Sci.* 23: 18-35.

Barthurst, R.G.C. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier. Amsterdam. 620 pp.

Barshad, I. 1966. The effect of variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rock. *Proc. Int. Clay Conf. (Jerus.)* 1:167-173.

Baril, R. y G. Bilton. 1967. Anomalous values of free iron in some Quebec soils containing magnetite. *Can. J. Soil Sci.* 47: 261.

Barnhisel, R. J y P. Bertsch. 1989. Chlorites and hydroxy-Interlayered vermiculite an smectite. En (Ed). Dixon J. B y S. B. Weed. *Minerals in soil environments*. Soil Sci. Am. Soc. Book Series: 730-779.

Bartlett, R. J. y B. R. James. 1993. Redox chemistry in soils. *Adv. Agron.* 50, 151-208.

Besoain, E. 1985. *Mineralogía de arcillas de suelos*. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. San José, Costa Rica.

Berrio, O. y R. Zapata. 2001. Estudio de la secuencia de meteorización de un Andisol. I Cuantificación del material amorfo. *Revista ICNE*. Vol 7 (1): 89-93

Berrio, O. y R. Zapata. 2001. Estudio de la secuencia de meteorización de un Andisol. II Saturación relativa en equilibrio de disolución. *Revista ICNE*. Vol 7 (1): 95-102

Berrio, O. y R. Zapata. 2001. Estudio de la secuencia de meteorización de un Andisol. III Espectros infrarrojos de la fase sólida. *Revista ICNE*. Vol 7 (1): 103-110

Birkman, R. 1970. Ferrollysis, a hydromorphic soil formation process. *Geoderma*, 3: 199 - 206.

Birkeland, P. W. 1984. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press. New York.

Blackenmore, L. C., P. L. Searle y B. K. Daly. 1987. *Methods for chemical analysis of soils*. N. Z. Soil Bureau Scientific Report 80. New Zealand. 103p.

Bloomfield, C. y J. K. Coulter. 1973. Genesis and management of acid sulfate soils. *Adv. In Agronomy*, 25: 265-326.

Bighan, J. M., E. J. Ciolkosz y R. J. Luxmoore. 1993. *Soil color*. Soil Sci. Soc. of Am. Madison, 159pp.

Bouma, J. 1983. Hydrology and soil genesis of soils with aquatic moisture regimes. En Wilding, L. P., Sineck, N. E. y Hall G. F. (ed) *Pedogenesis and soil taxonomy*. Elsevier, New York. 253-281p.

Bower, C.A. y L.V. Wilcos. 1965. An index of the tendency of CaCO_3 to precipitate from irrigation waters. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 29: 93-94.

Buol, S.W, F.D. Hole y R.J Mc Cracken. 1981. Génesis y clasificación de suelos. Capítulo 6: Procesos edafológicos. Ed. Trillas. México. 111-124 pp.

Bohn, B H. L.; B. L. McNeal y G. A. O'Connor. 1993. *Química de suelos*. Ed. Limusa. México. 370 p.

Bradfield, R. 1941. Calcium in the soil: I, Physicochemical relations. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 6: 8-15.

Canadian Expert Committee on Soil Survey, 1987. The Canadian system of soil classification. Agriculture Canada Publ. 1646. Canadian Government Publication Center, Ottawa, Canada.

Comerma, J., y Chirinos A. 1976. Características de algunos suelos con y sin horizonte argílico en las mesetas orientales de Venezuela. *Agronomía Tropical*. 27(2): 207-223.

Conry, M. J. F. Coninck y G. Stop, 1996. The properties, genesis and significance of a man-made iron pan podzol near Castletownbere, Ireland. *European Journal of Soil Science* 47:279-284.

Chadwick, O. A y R. C. Graham, 2000. Pedogenic Processes. En (Ed.) M. E. Sumner. *Hand Book of Soil Science*. CRS Press. Boca Raton, E41-E72. pp.

Chesworth, W. 2000. The phase rule in soil science. *Edafología*, vol 7(1): 107-119p.

Chao, T. T. y L. Zhou. 1983. Extraction techniques for selective dissolution of amorphous iron oxides from soils and sediments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 225-232.

Chunming, Su and J. B. Harsh. 1994. Gibbs Free Energies of Formation at 298 K for Imogolite and Gibbsite from Solubility measurements. *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 58 (1994); p. 1667-1677.

Da Silva, A. y B. D. Kay, 1997. Effect of soil water content variation on the least limiting water range. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:994-988.

Dan, J. y D. H. Yaalon. 1982. Automorphic saline soils in Israel: *Catena*, Suppl. 1:103-115.

Dahlgren, R. A., Vogt, K. A. Ugolini, F.C. 1991: The influence of soil chemistry on fine root aluminum concentrations and root dynamics in a subalpine Spodosol, Washington State, USA. *Plant & Soil* 133 (1): 117-129.

Dixon, J. B. y S.B. Weed. 1989. Minerals in soils environments. *Soil Sci. Soc. Am. J. Madison*. 1244p.

Dixon, J. B. 1989. Kaolin and serpentine group minerals. En *Minerals in soils environments*. (Ed.) Dixon y Weed *Soil Sci. Soc. Am. J. Madison*. 467-519.

Duchaufour, P. 1987. *Manual de Edafología*. Masson, S. A., Barcelona.

- Eaton, F.M. 1950. Significance of carbonates in irrigation water. *Soil Sci.*, 69: 123-133.
- El Baradi, T. A. 1967. Acid sulphate soils in the tropics. *Trop. Abstr.* 22(3): 137-142.
- Emerson, E. W. 1959. The structure of soil crumbs. *J. Soil Sci.* 10: 235
- Evans, L.J. 1980: Podzol development north of Lake Huron in relation to geology and vegetation. *Can. J. Soil Sci.* 60 (3): 527-539.
- Evans, L.J.; Cameron, B.H. 1985: Color as a criterion for the recognition of podzolic B horizons. *Can. J. Soil Sci.* 65: 363-370.
- Farmer, V.C., Fraser, A.R., 1982. Chemical and colloidal stability of sols in the $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - Si_2O - H_2O$ system: their role in podzolization. *J. Soil Sci.* 33, 737-742.
- Farmer, V.C., 1984. Distribution of allophane and organic matter in podzol B horizons: reply to Buurman and Van Reeuwijk. *J. Soil Sci.* 35, 453-458.
- Farmer, V.C., Russel, J.D., Berrow, M.L., 1980. Imogolite and proto-imogolite allophane in spodic horizons: evidence for a mobile aluminium silicate complex in Podzol formation. *J. Soil Sci.* 31, 673-684.
- Fieldes, M., y K. W. Perrott. 1966. The nature o allophanes in soils. Part 3. Rapid field and laboratory test por allophane. *N. Z. Journal of Science* 9: 623 - 629.
- Fisher, R. V., y H. U. Schmincke. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer Verlag, Berlin. 417p.
- Florez, M. T. 1987. Suelos derivados de ceniza volcánica, Sonsón, La Unión y San Diego. Tesis de grado, Ing. Geóloga. Universidad Nacional, Medellín. 287p.
- Flórez, M. T. y N. Parra. 1992. Características texturales en los componentes de las tefras del Norte de la Cordillera Central. *Boletín Ciencias de la Tierra* (11): 81-104.
- Florez, M. T. 2004. Meteorización experimental de los fragmentos de matriz y vidrios volcánicos. Tesis Doctor. Universidad Nacional de Colombia, Palmira. 300p.
- Fridland, V.M.; Chizhikova, N.P.; Karayeva, Z. S. 1976: Formation of podzolic soils on old weathering crusts. *Soviet Soil Sci.* 8 (3): 306-309.
- Folk, R.L. 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *J Sedim Petrol.* 44(1): 40-53.

Guerrero, R. 1998. Fertilización en cultivos de clima frío. Monómeros Colombo Venezolanos. Barranquilla, Colombia. 361-401p.

Harris, R. F., G. Chesteres, y O. N. Allen. 1965. Dynamics of aggregation. *Adv. Agron.* 18:107-169.

Henao, T. M.; B. Delvoux y S. Suarez. 1997. Comparación de dos métodos de análisis granulométrico aplicados en Andisoles de la zona cafetera central de Colombia. *Canicafe*, 48(1): 12-25.

International Humic Substance Society. www.ihss.gatech.edu.

Huang, P.M. and Schnitzer, M. (1986) Interactions of Soil Minerals with Natural Organic and Microbes. SSSA special pub. 17. Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison, WI, 606 pp.

Hillel, D. 1980. *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press, Londres.

Hodges, S. C. y V. W. Carlisle, 1980. Genesis of acid sulphate soil. *Soil and Crop Sci. Soc. of Florida*, 39:62-68.

Ibáñez, J. J., R. Jiménez, y A. García-Álvarez. 1991. Sistemología y termodinámica en edafogénesis. II. Suelos, estructuras disipativas y teoría de catástrofes. *Rev. Écol. Biol. Sol*, 28: 237-254.

Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC). 1989. *Análisis de suelos, plantas y aguas para riego*. Bogotá. 253p.

Jaramillo, D.F. 1995. Andisoles del Oriente Antioqueño : Caracterización química y fertilidad. Facultad de Ciencias Universidad Nacional de Colombia. Medellín. 35p.

Jaramillo, D., R. Zapata y A. Arias. 1998. Informe Grupo de Andisoles. Universidad Nacional, Medellín, 1999.

Jenny, H. (1941). *Factors of soil formation. A system of quantitative pedology*. McGraw-Hill. New York, 281 p.

Kanehiro, Y. y G. D. Sherman. 1956. Effect of dehydration-rehydration on cation exchange capacity of Hawaiian soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 20:341-356.

Kay, B. D. y D. A. Angers. 2000. Soil structure. En M. E. Sumner (Ed). *Handbook of soils science*. CRC, Boca Raton. A229-A276.

Kittrick, J.A. 1977. Mineral equilibria and the soil system. p. 1-25. En J.B. Dixon and S.B. Weed (ed.) *Minerals En soil environments*. Soil Science Society of America, Madison, WI.

Kodama, H. y G. J. Ross. 1991. Tiron dissolution method used to remove and characterize inorganic compounds in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 1180-1187.

Kononova, M. M. 1966. *Soils organic matter. Its nature, its role in soil formation and in soil fertility.* Pergamon Press, Oxford.

Kononova, M. M. 1982. *La materia orgánica del suelo; su naturaleza, propiedades y métodos de investigación.* Ed. Oikos-Tau, S.A. Barcelona.

Kumada, K. 1987. *Chemistry of the soil organic matter.* Elsevier, Tokio, Japon.

Lapen, D. R. y C. Wang. 1999. Characterization of placic horizons in two subalpine forest Inceptisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63:941-947.

Lundström U. S., van Breemen, N., y Bain, D. 2000. The podzolization process. A review. *Geoderma* 94, 91-107.

Lindsay, W. L. 1979. *Chemical equilibria in soils.* John Wiley and Sons, New York.

Lippmann, F. 1973. *Sedimentary Carbonate Minerals.* Springer-Verlag. Berlin. 228 pp.

Lopez, R. M. 1996. *Clasificación de ácidos húmicos de Andisoles del Oriente Antioqueño.* Tesis Ing. Forestal. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 69p.

Malagón, D. 1992: Génesis y taxonomía de los Andisoles Colombianos. En: *Revista Investigaciones, IGAC. Subd. Agrol. Vol. 3 No. 1 Bogotá.* 118p.

Malagón, D., C. Pulido; R. Llinás y C. Chamorro. 1995: *Suelos de Colombia: Origen, evolución, clasificación, distribución y uso.* IGAC. Bogotá. 632 p.

Manley, E.P.; Chesworth, W.; Evans, L.J. 1987: The solution chemistry of podzolic soils from the eastern Canadian shield: a thermodynamic interpretation of the mineral phases controlling soluble Al^{+3} and H_4SiO_4 . *J. Soil Sci.* 38: 39-51.

Marrette, D. J. 1988. *Acid soil processes in the Okilak Valley, Arctic Alaska.* Ph. Dissertation, University of Washington, Seattle, WA.

Martini. I. P. y W. Chesworth. 1992. *Soils, weathering and paleosols.* Elsevier, New York.

Masui, J. I., S. Shoji y N. Uchiyama. 1966. Clay minerals properties of volcanic ash soils in the northeastern part of Japan. *Tohoku. J. Agr. Res.*, 17: 17-36.

- McBride, M. B. 1994. Environmental chemistry of soils. Oxford University Press, New York.
- McKeague, J. A., M. V. Cheshire, F. Andreux, and J. BerthelEn. 1986. Organo-mineral complexes in relation to pedogenesis. p. 549-592. *En* P.M. Huang and M. Schnitzer (ed.) Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. Soil Science Society of America. Madison, WI.
- McKeague, J. A., A. W. H. Damman y P. K. Jeringa, 1968. Iron-manganese and other pans in some soil of Newfoundland. *Can. J. Soil Sci.* 48: 243-253.
- McBride, M. B. 1994. Environmental chemistry of soils. Oxford University Press. New York. 406p.
- Mehra, O. P. y M. L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clay and Minerals* 5: 317-327.
- Moorman, F. R. 1963. Acid sulphate soils of the tropics. *Soil Sci.* 95:271-275.
- Parfitt, R.L. M. Russell y G.E. Orbell. 1983. Weathering sequence of soil from volcanic ash involving allophane and halloysite. *Geoderma.* 29:41-57.
- Parfitt, R. L. 1990. Allophane in New Zealand. A-Review. *Aust. J. Soil Res.* 28:343-60.
- Parfitt, R.L. Y C. W. Childs. 1988. Estimation of forms of Fe and Al : A review, and analysis of contrasting soils using dissolution and Moessbauer methods. *Aust. J. Soil Res.* 26 : 121-144.
- Parfitt, R.L. Y T. Henmi. 1982. Comparison of an oxalate-extraction method and an infrared spectroscopic method for determining allophane in soils clays. *Soil Sci. Plant. Nutr.*, 28: 183-190.
- Parfitt, R.L. y J.M. Kimble. 1989. Conditions for formation of allophane in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 971-977.
- Paul, E. A. 2000. Soil biology and biochemistry. *En* M. E. Sumner (Ed), *Handbook of Soil Science.* CRC, Press. Boca Raton. C1-C44pp.
- Parfitt, R.L. y T. Henmi. 1982. Comparison of an oxalate-extraction method and an infrared spectroscopic method for determining allophane in soils clays. *Soil Sci. Plant. Nutr.*, 28 : 183-190.
- Parfitt, R.L., M. Russell y G.E. Orbell. 1983. Weathering sequence of soil from volcanic ash involving allophane and halloysite. *Geoderma.* 29: 41-57.
- Pearson, R. G. 1963. Hard and soft acid and bases. *J. Amer. Chem. Soc.* 85, 3533.

Pla, I. 1968. Calidad de las aguas de riego y requerimientos de drenaje. Memoria V Seminario Latinoamericano de irrigación y III Jornadas Venezolanas de Riego. Caracas, 85-103pp.

Pla, I. 1977. Metodología para caracterización física con fines de diagnóstico de problemas de manejo y conservación de suelos en condiciones tropicales. Maracay, Ven. UCV-FAGRO. 112 p.

Pla, I. 1979. Calidad y uso del agua para riego. Suelos Ecuatoriales. Soc. Colombiana de la Ciencia del Suelo. Bogotá. Vol. X N° 2:26-50pp.

Pla, I. y F. Dappo. 1974. Sistema racional para la evaluación de calidad de agua para riego. Suplemento Técnico N° 12. Boletín Informativo. FUDECO. Barquisimeto. 55pp.

Pons, L. J. y W. H. van der Molen. 1973. Soil genesis under dewatering regimes during 1000 years of polder development. *Soil Sci.* 116:228-235.

Ponnamperuma, F. N. 1972. The chemistry of submerged soils. *Adv. Agron.* 24:29-96.

Ponnamperuma, F. N., T. A. Loy, y E. M. Tiaco. 1969. Redox equilibria in flooded soils. I. Iron oxide hydroxide system. *Soil Sci.* 103:374-382.

Quirk, J.P. y R.K. Schofield. 1955. The effect of electrolyte on soil permeability. *J. Soil Sci.*, 6:163 -- 178.

Rondón de R. C. y G. Eelizalde. 1992. Características de microagregados en dos paisajes de sábana del estado Guárico. Proyecto de tesis doctoral en Ciencia del Suelo. Mimeografiado. Universidad Central de Venezuela. Maracay. 93 p.

Ross, G. J.; C. Wang y P. A. Schuppli. 1985. Hydroxylamine and ammonium oxalate solutions as extractants for Fe and Al from soils. *Soil Sci. Soc. Am J.* 49:783-785.

Smeck, N. E., E. C. A. Runge y E. E. Mackintosh. 1983. Dynamics and genetic modeling of soil systems. In: *Pedogenesis and Soil Taxonomy. I: Concepts and Interactions*, by L. P. Wilding, N. E. Smeck and G. F. Hall (Editors), 51 - 81

Senesi, N. y T. M. Miano. 1994. Humus sustancias in the global environmental implications on human health. Elsevier, Amsterdam, Holanda.

Senesi, N. y T. M. Miano y G. Brunetti. 1996. Humus- like substances in organic amendments and effects on native humic substances, En A. Piccolo

(Ed.) Humic Substances in Terrestrial Ecosystems. 531 – 591p. Elsevier, Amsterdam, Holanda

Simonson, R.W. 1959. Outline of a generalized theory of soil genesis. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 23:152-156.

Stevenson, J. 1982. Humus Chemistry. Genesis, composition, reactions. Wiley, New York. 443p

Shoji, S.; Ito, T. 1990: Classification of tephra-derived spodosols. Soil Sci. 150 (5): 799-815.

Shoji, S.; Masami, N.; Dahlgren, R. 1993. Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization. Amsterdam (Holanda), Elsevier Science publishers. 288 p.

Shoji, S. y J. Masui. 1972. Amorphous clay minerals of recent volcanic ash soils. II Mineral composition of the fine clay fractions. J. Sci Manure, Japan. 43: 189-230

Schwertmann, U., R. W. Fitzpatrick, R. M. Taylor y D. G. Lewis. 1979. The influence of aluminum on iron oxide. Part II. Preparation and properties of Al-substituted hematites. Clay Clay Min., 27:105-112p.

Schwertmann, U. y R. M. Taylor, 1989. Iron Oxide. En J. B. Dixon y S. B. Leed (Ed). Mineral in soil environments. Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI. 145-176p.

Schnitzer, M. 1969. Reactions between fulvic acid, a soil humic compound and inorganic soil constituents. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 33:75-81.

Singer, M.; Ugolini, F.C.; Zachara, J. 1978: In situ study of podzolization on tephra and bedrock. Soil Sci. Soc. Amer. J. 42: 105-111.

Soil Survey Division Staff (SSDS), 1993: Soil survey manual. Handbook No. 18. USDA. Washington D. C. 437 p.

Soil Survey Staff (SSS). 1992. Soil Taxonomy. 5th Ed. SMSS Technical Monograph 19, Pocahontas Press, Inc. Blacksburg, VA.

Soil Survey Staff (SSS). 1996. Soil Taxonomy, 7th Ed. USDA, NRCS, Lincoln, NE.

Soil Survey Staff Staff (SSS), 1998: Keys to soil taxonomy. 8ª. Ed. USDA. Washington D. C. 326 p.

Soil Survey Staff (SSS). 1999: Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. 2ª. Ed. Agriculture Handbook N° 436. USDA. Washington D. C. 869 p.

Sommer, M., D. Halm, C. Geisinger, I. Andruschkewitsch, M. Zarei, K. Stahr. 2001. Lateral podzolización in a sandstone catchment. *Geoderma* 103: 231-247.

Stengel, P. 1979. Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ. *Ann. Agron.* 30:819-822.

Sposito, G. 1989. *The chemistry of soils.* Oxford University Press. New York. 277 p.

Suarez, D. L. 1977. Ion activity products of calcium carbonate in waters between the root zone. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 310 - 315

Thomasson, A. J. 1978. Towards an objective classification of soil structure. *J. Soil Sci.* 29:38-46.

Schnitzer, M.; Ghosh, K. 1982: Characteristics of water-soluble fulvic acid-copper and fulvic acid-iron complexes. - *Soil Sci.* 134 (6): 354-363.

Shoji, S., Nanzyo, M. y Dahlgren, R. 1993. *Vulcanic Ash Soils. Genesis, properties and utilization.* Elsevier. New York, 288 p.

Tan, K.H. (1986) Degradation of soil minerals by organic acids. In Huang, P.M. and M. Schnitzer (Eds): *Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes.* SSSA Special Publication 17, Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison, WI, pp. 1-27.

Uehara, G. y G Gilman. 1981. *The mineralogy, chemistry and physics of tropical soils with variable charge clays.* Westview Tropical Agriculture Series, No 4. 170p.

Ugolini, F. C.; R. A. Dahlgren. 1991. Weathering environments and occurrence of imogolite/allophane in selected Andisols and Spodosols. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 55 (4): 1166 - 1171.

Ugolini, F.C., Dahlgren, R., Shoji, S. y Ito, T. (1988) An example of andosolization and podzolization as revealed by soil solution studies, southern Hokkoda, northeastern Japan. *Soil Sci.* 145: 111-125.

Ugolini, F.C.; Dahlgren, R.; Vogt, K. 1990: The genesis of Spodosols and the role of vegetation in the Cascade range of Washington, U.S.A.. - In: Kimble, J.M.; Yeck, R.D. (Ed.): *Proc. Fifth Int. Soil Corr. Meeting (ISCOM V): Characterization, Classification, and Utilization of Spodosols:* 370-380.

Ugolini, F. C. y H. Spaltenstein, 1992. Pedosphere. En (Ed) F. C. Butcher y otros. *Global biogeochemical cycles.* Academic Press, San Diego. CA. 123-153pp.

- Stumm, W. y J. J. Morgan. 1996. Aquatic chemistry. John Wiley, New York.
- Van Bremen, 1991. Soil acidification and alcalinazation. En B. Ulrich y M. E. Sumner (ed) Soil Acidity. Springer-Verlag. Berlin. 1-7p.
- Van Ranst, E, y F Coninck, 2002. Evaluation of ferrollysis in soil formation.. European Journal of Soil Science, 53: 513-519.
- Wada, K. 1989. Allophane and imogolite. En : J.B. Dixon, y S.B. Weed (Eds.) Mineral in soil environments, Soil Science Society of America. Madison, WI, pp 1051-1087.
- Wang, C.; Rees, H.W.; Daigle, J.L. 1984: Classification of Podzolic soils as affected by cultivation. Can. J. Soil Sci. 64 (2): 229-239.
- Wu Sen Po y Zueng-Sang Chen, 2002. Symposium no. 21 Paper no. 195. 17th. WCSS, 14-21 August, Thailand.
- Wenke J, F. y C. D. Grant, 1994. The indexing of self-mulching behavior in soils. Aust. J. Soil Res. 32: 201-211.
- Yoshida, M. 1979. Some aspects on soil acidity and its measurement. Jap. J. Sci. Soil Plant Nutr. 50:171 -180.
- Zapata, H. R. 2004. Química de la acidez del suelo. Ed. Cargraphics. Cali. 208p.