

MINERALOGÍA DE LA FRACCIÓN ARCILLA DE ALGUNOS SUELOS CULTIVADOS CON BANANO EN LAS LLANURAS ALUVIALES DEL CARIBE DE COSTA RICA

Fulvio Arias^{1/}, Rafael Mata^{**}, Alfredo Alvarado^{**}, Edgardo Serrano^{***}, Jorge Laguna^{****}*

Palabras clave: Difractometría RX, mineralogía arcillas, montmorrillonita, illita, vermiculita, metahaloisita, alófana, gibbsita, suelos aluviales, Caribe, Costa Rica.

Keywords: RX diffraction, clay mineralogy, montmorrillonite, illite, vermiculite, metahalloysite, allophane, gibbsite, alluvial soil, Caribbean lowlands, Costa Rica.

Recibido: 17/11/09

Aceptado: 15/04/10

RESUMEN

La composición mineralógica de la fracción arcilla en suelos cultivados con banano en las 11 cuencas hidrográficas de las llanuras aluviales del Caribe de Costa Rica, se caracterizó mediante difracción de rayos X y métodos de disolución. Los resultados corroboran la presencia abundante de montmorrillonita, metahaloisita, vermiculita y plagioclasas; y con menor frecuencia otros minerales como alófana, gibbsita y óxidos como hematita, maghemita y magnetita. No se detectaron cloritas, aunque si algunos indicios de illita. Por métodos químicos y estequiométricos se logró identificar la existencia de materiales amorfos, probablemente tipo alófanos, en un suelo de la cuenca del Tortuguero (RE-16). En los suelos ubicados al noroeste de la subcuenca conformada por los ríos Vueltas, Silencio y Parismina, clasificados como Inceptisoles con propiedades ándicas (Andic Eutrudepts, Aquandic Endoaquepts), Inceptisoles Dístricos (Fluventic Dystrudepts) y Andisoles (Typic Hapludands), se encontraron predominantemente metahaloisitas y montmorrillonitas. En los suelos del sureste de esta subcuenca, en donde predominan Inceptisoles éutricos de

ABSTRACT

Soil clay mineralogy of banana-cultivated soils in the Caribbean lowlands of Costa Rica. This study includes the characterization of the clay mineralogy of banana soils from 11 watersheds of the Caribbean alluvial lowlands, using RX diffraction and dissolution methods. These results confirm the abundance of montmorrillonite, metahalloisite, vermiculite and plagioclases, together with small amounts of allophane, gibbsite and iron oxides like hematite, maghemite and magnetite. Chlorite was not detected but illite was found in some samples. The use of dissolution and stoichiometric techniques allowed us to identify amorphous materials, probably allophane, in soil RE-16 in the Tortuguero river basin. Soils northwest of the watershed of rivers Vueltas, Silencio and Parismina, were dominated by metahalloisite and montmorrillonite; they were classified as Inceptisols with Andic properties (Andic Eutrudepts, Aquandic Endoaquepts), Dystric Inceptisols (Fluventic Dystrudepts) and Andisols (Typic Hapludands). Soils southwest of that watershed were dominated by montmorrillonite, vermiculite and metahalloisite; they were classified as Eutric Inceptisols of alluvial

¹ Autor para correspondencia. Correo electrónico: farias@deloro.cr.com

* Grupo del ORO. La Cruz, Guanacaste, Costa Rica.

** Centro de Investigaciones Agronómicas, Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica.

*** CORBANA (Corporación Bananera Nacional). Guápiles, Costa Rica.

**** Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica.

origen aluvial (Fluventic Eutrudepts, Dystric Fluventic Eutrudepts, Fluvaquentic Eutrudepts, Fluventic Endoaquepts) e Inceptisoles con problemas de drenaje (Fluventic Endoaquepts, Fluvaquentic Epiaquepts), se identificaron montmorillonitas, vermiculitas y metahaloisitas. Las montmorillonitas, vermiculitas y alófanas tienen su origen por herencia a partir de material parental y se presentan en la zona por arrastre desde las cordilleras Central y de Talamanca; las metahaloisitas tienen su origen por herencia y transformación a partir de haloisitas y la gibbsite por transformación a partir de materiales alofánicos.

INTRODUCCIÓN

La génesis de los suelos aluviales de las llanuras del Caribe, que conforman la principal región bananera de Costa Rica, se caracteriza principalmente por la frecuencia e intensidad de las inundaciones periódicas que en ellos ocurren. Otros factores de formación de suelos relevantes son la elevada precipitación pluvial y temperatura ambiente y el tectonismo activo en la región; este último factor eleva la masa continental, desestabiliza los suelos de las partes altas y por ende produce material susceptible de ser transportado hacia la parte baja y elevación de la plataforma marina (Miyamura 1975) lo que favorece el desbordamiento de los ríos que tienen mayor dificultad para desembocar al mar. En general, la llanura aluvial presenta un relieve joven, poco desarrollado, de manera que en su mayoría tiene condiciones de mal drenaje, en particular cerca a la línea de costa y en la región sureste (Luijckx y Zonnenberg 1992). Como las corrientes marinas de esta costa son más fuertes que las corrientes de los ríos que en ella desembocan, no se forman deltas pero se forman y exponen frentes de playa de textura arenosa, y al menos en Puerto Viejo, una playa de color negro, probablemente resultado de la redistribución y acumulación de minerales pesados (ilmenita y magnetita).

origin (Fluventic Eutrudepts, Dystric Fluventic Eutrudepts, Fluvaquentic Eutrudepts, Fluventic Endoaquepts) and Inceptisols with drainage problems (Fluventic Endoaquepts, Fluvaquentic Epiaquepts). The montmorillonite, vermiculite and allophane are formed in the hillsides of the watershed (cordilleras Central and Talamanca) and later deposited in the lowlands by river flooding; metahallosite is formed by transformation of hallosite and gibbsite developed from allophanic materials.

Como la parte alta de la cuenca de los principales ríos que se desbordan se encuentra en diferentes unidades geológicas, los materiales que se depositan presentan características mineralógicas diferenciadas, tal como lo mencionan Dóndoli et al. (1968), quienes identificaron 2 grandes regiones aluviales, una formada por sedimentos de origen volcánico (sector noroeste) y otra influenciada por la deposición de sedimentos marino clásticos finos y calizas locales (sector sureste), que además son la causa de una gran inestabilidad de los terrenos de la parte alta de estas cuencas (Mora 2007). Aunque la cantidad de elementos disueltos en el agua de lluvia no es muy elevada, el hecho de estar tan cerca del mar permite que una buena cantidad de elementos como el Na, Ca, Mg y Cl sean depositados sobre el suelo en forma de aerosoles o disueltos en el agua de lluvia (Hendry et al. 1984, Eklund et al. 1997).

Las 2 grandes zonas definidas por el origen de los sedimentos que las conforman, tienen como límite la subcuenca conformada por los ríos Vueltas, Silencio y Parismina (Arias et al. 2010a), de tal forma que las llanuras ubicadas al noroeste de estos ríos tienen fuerte influencia volcánica y al sureste escasa influencia volcánica y mayor influencia sedimentaria. Buurman et al. (1997), mencionan que la meteorización de las cenizas volcánicas en las llanuras del Caribe

se ve fuertemente afectada por la cantidad de precipitación pluvial de la zona (lavado de elementos solubles), la frecuencia (edad) con que se depositan los sedimentos y la disminución de la temperatura del suelo con la elevación sobre el nivel del mar; los 3 factores favorecen una mayor meteorización en suelos de las zonas más bajas. Otro grupo de estudios (Pringle et al. 1986, Pringle et al. 1990, Pringle et al. 1993, Generoux y Pringle 1997, Generoux et al. 2002, Jordan 2003), describen la transferencia o adición de elementos solubles, producto de la meteorización de rocas en las partes altas de las laderas circundantes a través de aguas subterráneas, encontrándose que en las aguas de los riachuelos cerca de la base de las montañas, el balance de aniones es positivo (sale menos Cl y SO₄ que lo que entra), pero negativo en cuanto a lo que sale de K y Mg.

En las llanuras del Caribe sureste los sedimentos que dan origen a los suelos provienen principalmente de la erosión del flanco este de la cordillera de Talamanca, conformado por materiales volcánicos y sedimentarios del Terciario. Según Bergoing (2007) en este sector de la cordillera de Talamanca sobresalen las calizas (formación Changuinola), granodioritas, andesitas porfiríticas, calizas, travertinos y brechas rojas (formación Río Lari), calizas (formaciones Animas y Turrialba), calizas, calcarenitas de grano medio y lutitas (formación Senosri), lutitas (Formación Uscari) y coralinos (formación Río Banano). Los materiales que aquí se depositan, conforman varias terrazas fluvio-marinas, cuyo basamento son corales de diferente edad expuestos en la región de costa. De acuerdo con Heyman (1997) los procesos de sedimentación del río Pacuare muestran que la erosión superficial por lavado de las laderas representa un pequeño porcentaje de los sedimentos que se pierden en la cuenca alta. Algo similar documenta Winowiecki (2008), al mencionar que los ríos Sixaola y Estrella, depositan sedimentos de rocas subyacentes a los suelos ácidos (Ultisoles e Inceptisoles) de las partes medias y altas de la cordillera de Talamanca con Si y bases en solución, producto de la formación de los suelos ácidos.

De acuerdo con Holdridge (1996), las llanuras del Caribe noroeste y la parte central del Caribe se ubican en las zonas de vida Bosque Muy Húmedo Tropical y las llanuras del Caribe sureste en el Bosque Húmedo Tropical. Sin embargo, la llanura aluvial ha sido deforestada fuertemente para la siembra de cultivos, cambios que han afectado de diferente manera la génesis de estos suelos (Alvarado y Acuña 2007). La precipitación del área estudiada presenta una media de 3888 mm.año⁻¹ con un máximo de 4789 mm.año⁻¹ en el noroeste (Sarapiquí) y un mínimo de 3058 mm.año⁻¹ en (Sixaola). La temperatura máxima oscila entre 31,0 y 30,9°C; la media entre 24,5 y 26,0°C, y la mínima entre 20,3 y 21,9°C. Arias et al. (2010a) presentan información detallada de temperatura y precipitación de las estaciones meteorológicas ubicadas en el área de estudio, así como los tipos de suelos estudiados en las 2 regiones.

Los estudios mineralógicos en suelos bananeros de Costa Rica se inician a principios de la década de 1950 (Drosdorff y Pearson 1951, López 1963, Stotzky y Torrence 1963, Krezdorn et al. 1967, Holdridge et al. 1971) y posteriormente a partir de 1990 (Nieuwenhuysse et al. 1994, Nieuwenhuysse 1996, Kautz y Ryan 2003, Meijer y Buurman 2003) Klever et al. 2007; un trabajo adicional es el de Anderson y Byers (1931), en el cual se menciona la composición química total de la fracción arcilla de la serie de suelos Colombiana (relaciones SiO₂/R₂O₃). A manera de resumen, sobresale que la mayoría de estos trabajos describe de forma puntual los minerales presentes en los suelos en la llanura aluvial o en catenas de suelos alrededor de las mismas (Cuadro 1), concluyéndose que, en las llanuras aluviales de Caribe noroeste las arcillas más abundantes son haloisita y metahaloisita con trazas de materiales de bajo grado de cristalización (amorfo), gibbsita y montmorillonita; en los suelos rojos más evolucionados cerca de Colorado, en La Selva y en suelos meteorizados, se encuentran haloisita, gibbsita y trazas de caolinita. Las arcillas más representativas de las llanuras del Caribe sureste

Cuadro 1. Arcillas cristalinas y amorfas reportados por varios autores en las llanuras del Caribe de Costa Rica.

Localidad	Am	Hal	Met	Illita	Gibb	Caol	Mont.	Verm	Referencia
Caribe noroeste									
Guácimo			*(?)	***(?)					Stotzky y Torrence 1963
Guápiles, Diamantes	*	****			****				Krezdom et al. 1967
Guápiles, Diamantes	*	****			****				Krezdom et al. 1967
Guápiles, Toro Amarillo	*	****			*	**			Krezdom et al. 1967
Guápiles, Plant. Tangerinas	*	****			****				Krezdom et al. 1967
Guápiles, Aeropuerto	*	****			****				Krezdom et al. 1967
Tortuguero		****			****		*(?)		Nieuwenhyuse et al. 1993, 1994
Colorado, Laderas		****			****		**		Holdridge et al. 1971
Colorado; Cumbre		****			*		**		Holdridge et al. 1971
Colorado, Aluvial		****			****		****		Holdridge et al. 1971
Colorado, Aluvial		****			****		**		Holdridge et al. 1971
Colorado, Laderas		****			****		**		Holdridge et al. 1971
Sarapiquí, 12 km sureste	*	****			*		**		Holdridge et al. 1971
Sarapiquí, La Selva aluvial	**	****			*		***		Holdridge et al. 1971
Tortuguero; region costera.	***	****			****		***	*	Nieuwenhyuse et al. 1994
Andisol débil prop. Ándicas	***	****			****		****		Nieuwenhyuse 1996
Andisol moderadas prop. Ándicas	***	****			****		****		Nieuwenhyuse 1996
Andisol fuertes prop. Ándicas	***	****			****		****		Nieuwenhyuse 1996
Suelos muy meteorizados		****			****		****		Nieuwenhyuse 1996
Sarapiquí, La Selva, llanura aluvial		****			*		****		Kautz y Ryan 2003
Sarapiquí, La Selva, terraza baja		****	***		****		****		Kautz y Ryan 2003
Sarapiquí, La Selva, terraza media		****	****		****		****		Kautz y Ryan 2003
Sarapiquí, La Selva, terraza alta		****	****		****		****	*	Kautz y Ryan 2003
Sarapiquí, La Selva, ladera		****	**		****	*	****	*	Kautz y Ryan 2003
Sarapiquí, La Selva, llanura aluvial (A4)		****	****	****	*		****	*	Klever et al. 2007
Sarapiquí, La Selva, ladera (L6)		****	****	****	*		****	*	Klever et al. 2007
Guácimo		*****(?)			*		****		Mejer y Buurman 2003
Caribe Sureste									
Matina, La Lola							****		Drosdoff y Pearson 1951
Pacuare		*			*	*	****		López 1963
Siquirres			*(?)	*(?)			*****(?)	*(?)	Stotzky y Torrence 1963
Siquirres, 15 km oeste		**				**	*****(?)	*****(?)	Krezdom et al. 1967
Manila			*(?)				*****(?)		Stotzky y Torrence 1963
Limón, Finca San Artero							****		Krezdom et al. 1967
Limón, 15 km norte							****		Krezdom et al. 1967
Limón, 15 km sur		**				**	****		Krezdom et al. 1967
Penshurt	*						****		Krezdom et al. 1967
Cabuila, 5 km norte	*	**				**	****		Krezdom et al. 1967
Cabuila, 12 km sur	*	**				**	****	****?	Krezdom et al. 1967
Suelos aluviales						****?	****?	****?	Nieuwenhyuse 1996
Corales del Terciario						****?	****?	****?	Nieuwenhyuse 1996

****=muy abundantes, ***=abundantes, **=pocas, *=muy pocas, ¿=no se reporta intensidad.

Am=amorfos, Hal=haloísita, Met=metahaloísitas, Gibb=gibbsita, Caol=caolinita, Mont.=montmorillonita, Verm=vermiculita.

son las montmorillonitas, con menor ocurrencia de haloisitas, metahaloisitas y caolinitas.

En vista de que el cultivo de banano es importante para la economía de Costa Rica y que aún no se conocen plenamente las propiedades mineralógicas de los suelos donde se cultiva, el objetivo de esta investigación es realizar una caracterización mineralógica puntual de la fracción arcillosa de los suelos de áreas cultivadas con banano en perfiles de suelos de las 11 cuencas en las llanuras de Caribe de Costa Rica.

MATERIALES Y MÉTODOS

Esta investigación se realizó en fincas bananeras ubicadas en las cuencas Tortuguero, Chirripó y Sarapiquí del sector Caribe noroeste y en las cuencas de los ríos Sixaola, Estrella, Moín, Banano, Matina, Madre de Dios, Pacuare y Reventazón del sector Caribe sureste. Para ello se seleccionaron 24 fincas con características de suelos y manejo representativas de cada una de las cuencas estudiadas. Se utilizó como criterio de separación de unidades de muestreo, el área de influencia de cada cuenca; aunque también se utilizó como referencia estudios de clasificación de suelos de la Región Atlántica de varios autores, resumidos y digitados por Stoorvogel y Eppink (1995). Arias et al. (2010a) describen la ubicación de los suelos estudiados. Se muestreo una finca por cuenca en las cuencas de los ríos Estrella, Bananito y Moín; 2 fincas por cuenca en Sixaola, Matina, Madre de Dios y Sarapiquí; y 3 fincas por cuenca en Pacuare, Reventazón y Chirripó y 4 fincas en la cuenca del Tortuguero. En cada finca, se abrió una calicata en la que se describieron los horizontes y sus características y se hizo un muestreo de acuerdo con los horizontes genéticos, según lineamientos de National Soil Survey Center (Versión 2 2002). La clasificación taxonómica hasta nivel de subgrupo se realizó por medio de la clave para taxonomía de suelos del Soil Survey Staff (2006). El pH en H₂O, KCl y NaF se midió en relación suelo: solución 1:2,5 y la acidez intercambiable en KCl 1N se determinó según la metodología del Soil Survey Staff

(2006). La CIC se determinó con NH₄Oac, 1N de acuerdo con el método de Chapman (1965); el K, Ca y Mg intercambiables se extrajeron con una solución de NH₄OAc. 1N, y se determinaron por medio de espectrofotometría en un plasma inductivamente acoplado (E-ICP); la retención de fosfatos se determinó según el método de Olsen y Sommers (1982) y el Fe y el Al asociados con materiales amorfos, fueron extraídos con oxalato de amonio y medidos con E-ICP. La materia orgánica (MO) se determinó por medio del método de Walkey y Black, descrito por Nelson y Sommers (1982).

Para la caracterización y cuantificación de minerales en cada suelo, se tomaron muestras por horizonte desde los 0 hasta los 60 cm de profundidad, zona en se distribuye la mayor cantidad de raíces del cultivo de banano (Araya y Blanco 2001, Araya et al. 1998). De cada horizonte se tomaron aproximadamente 5 kg que se disgregaron manualmente, se secaron a temperatura ambiente y se tamizaron para obtener la fracción menor a 2 mm, antes de ser sometida a la separación de sus fracciones arena, limo y arcilla. La separación de la fracción arcilla se realizó por el método de sedimentación después de destruir los carbonatos con NaOAc., la materia orgánica con H₂O₂ y los óxidos libres de hierro con HCl 0,001M, H₂O₂ 30% y ditionito citrato bicarbonato (Mehra y Jackson 1960). A otras muestras se les realizaron tratamientos de disolución selectiva de aluminio, hierro y sílice en oxalato ácido de amonio (Al_o, Fe_o, Si_o), y pirofosfato de sodio (Al_p, Fe_p, Si_p), de acuerdo con los procedimientos descritos por Blakemore et al. (1987). También se realizaron extracciones de Al y Fe con ditionito citrato bicarbonato (Al_d, Fe_d) según el procedimiento de Mehra y Jackson (1960). Las mediciones de Al, Fe y Si se realizaron en un plasma inductivamente acoplado (ICP). El contenido de alófana se determinó por la relación (Al_o-Al_p)/Si_o, al multiplicar el Si_o por 5, 6, 7 o 10 si la relación Al/Si era aproximada a 1; 1,5; 2 o 2,5 (Mizota y van Reeuwijk 1989).

La composición mineralógica de la fracción arcilla (<2 μ) se determinó por difracción

de rayos X (DRX) en muestras saturadas con Mg y tratadas como sigue: preparado textural simple, saturadas con etilenglicol y tratadas a temperatura de 550°C (Brown y Brindley 1980). Las muestras fueron radiadas de 3 a 65° 2 θ con radiación CuK α , con monocromador de grafito en un difractómetro Philips PW1050/PW1710. Para la identificación de arcillas cristalinas se utilizó como espaciamientos basales (00l) los sugeridos por Whiting y Allardice (1986), Brown y Bridley (1980), Moore y Reynolds (1997), Jousein et al. (2005) y Besoán (1985). Definidos los picos característicos mediante DRX de cada una de las especies presentes, en cada uno de los tratamientos, se determinó sus porcentajes en forma semi-cuantitativa al considerar la relación de intensidad reflejada (I) sobre la sumatoria de las I de todas las especies minerales. Para estimar el grado de cristalinidad ($C=I_A$) se consideró la intensidad del reflejo (I) y la amplitud a la mitad del reflejo (Δ). La agrupación por familias mineralógicas se hizo de acuerdo con la taxonomía de suelos (Soil Survey Staff 2006).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados que se discuten a continuación se basan en mediciones realizadas en 24 perfiles de suelos en fincas sembradas con banano, más 38 observaciones de mineralogía de arcillas realizados por varios autores anteriormente a la presente investigación.

Análisis químico de suelos

Los resultados de mineralogía de arcillas y de análisis químicos de los suelos estudiados en la región Caribe Noroeste se incluyen en los Cuadros 2 y 3.

El análisis químico de los suelos (Cuadro 2), se realizó con la finalidad de contribuir con la identificación de minerales arcillosos y óxidos asociados por métodos de disolución, de identificar la presencia de materiales amorfos producto de la meteorización de las cenizas volcánicas, debido a que según Dóndoli et al. (1968), la mayoría de los suelos aluviales de esta región se forman a partir de depósitos aluviales de este tipo de materiales. Se emplean las fórmulas propuestas por Mizota y van Reeuwijk (1989), se calculó la cantidad de minerales de bajo rango de cristalización (alófana) presente en los suelos, la que varió entre 0,4 y 15,0%, valores considerados como muy bajos, excepto en un caso (sitio TO-16).

Para reforzar la presencia de alófanos, se emplearon otros mecanismos de reacción como la retención de fosfatos y el pH en NAF. Con la retención de fosfatos se encontró valores entre 31 y 99%, valores bajos con excepción en 2 perfiles (TO-16 y SA-24) en los cuales oscilaron entre 81 y 99%. Los valores de pH en NaF también son inferiores a 8,0 en la mayoría de los suelos estudiados, con 2 sitios (TO-16 y SA-24) en los que el valor de pH es superior a 8,1, lo que confirma que estos sitios tienen una fuerte influencia de cenizas volcánicas recientes. El pH en agua se considera ligeramente ácido, lo que podría explicarse por el hecho de que en esta zona según Jordan (2003), tiende a acumularse aniones (Cl y SO₄) y a perderse cationes (K y Mg).

Ninguna de las variables químicas comparadas, permite diferenciar entre las 3 suites mineralógicas de la región, debido a que las características químicas de los componentes arcillosos de ambas suites son muy similares con excepción de los sitios ya descritos.

Cuadro 2. Resultados de disolución selectiva de Al, Fe y Si, y algunas propiedades químicas; en suelos de diferente mineralogía, ubicados en cuencas de las llanuras de Caribe noroeste (Reventazón, Tortuguero, Chirripó y Sarapiquí).

Perfil (código)	Hor	Profundidad (cm)	CIC Total (cmol.l ⁻¹)	pH		M.O %	Arcilla %	Ret. Fosfatos %	g.kg ⁻¹			Alófana %					
				(H ₂ O)	(KCl)				(NaF)	Fe _o	Al _o	Si _o	Fe _p	Al _p	Fe _d	Al _d	
Mineralogía Metahalóisítica																	
RE-15	A	0-10	27,5	5,8	4,8	7,4	3,9	18,2	42	12,4	3,5	1,1	5,5	4,7	2,6	0,9	0,4
	Bw	10-34	20,4	6,3	4,6	8,0	1,4	25,7	41	9,8	3,3	1,2	1,8	1,5	1,0	0,7	0,8
	CB	34-52	18,4	6,3	4,5	8,0	0,7	23,2	31	7,3	2,4	1,3	1,0	1,1	0,9	0,6	0,7
TO-17	Ap	0-20	23,6	6,2	5,0	7,9	3,9	18,2	49	11,2	3,8	1,0	5,0	2,0	2,5	1,3	0,7
	Bw1	20-39	12,1	6,3	4,7	8,1	1,0	10,7	46	8,7	3,4	1,1	3,3	1,6	1,3	1,0	0,7
	Bw2	39-57	13,1	6,3	4,6	7,9	0,9	13,2	43	10,4	3,1	1,2	2,7	1,1	1,1	0,7	0,8
TO-18	Ap	0-12	30,5	6,2	5,3	7,4	5,3	40	70	12,6	7,5	1,5	10,4	10,0	5,6	3,6	0,5
	Bw1	12-45	25,5	6,2	4,8	8,1	2,2	37,5	77	13,6	7,3	1,8	7,1	5,6	4,9	3,7	1,0
	Bw2	45-67	20,4	6,1	4,3	7,8	1,0	25	56	15,7	3,8	1,8	2,5	1,2	3,5	1,9	1,1
TO-19	Ap	0-15	24,5	5,4	4,0	8,8	4,1	23,2	76	17,4	9,5	2,1	10,1	9,6	2,6	2,7	0,9
	Bw1	15-90	26,0	6,0	4,4	8,7	2,3	35,7	68	18,3	8,9	2,8	7,7	8,5	3,1	3,6	1,2
	Ap	0-15	31,0	6,7	5,1	7,6	4,6	31	66	16,7	7,5	3,1	7,3	5,5	3,4	2,0	1,5
SA-23	Bw1	15-46	27,5	5,7	4,2	8,6	3,0	31	77	16,2	10,3	4,0	8,1	7,3	3,5	3,8	2,0
	Ap	0-10	32,2	5,7	4,5	9,6	7,9	25	81	14,2	11,7	2,3	10,5	8,9	5,7	7,2	1,4
	AB	10-30	17,1	5,1	4,2	10,6	4,6	19	92	16,2	15,6	3,6	10,3	9,2	4,1	6,8	2,5
SA-24	Bw1	30-56	21,6	5,8	4,5	9,7	1,3	30	70	16,5	7,1	2,0	3,4	2,8	1,5	2,2	1,6
	Mineralogía Metahalóisítica-Gibbsítica																
TO-16	Ap	0-18	44,0	6,3	5,1	7,6	6,8	6,7	88	16,7	16,2	3,0	11,3	13,9	3,6	4,1	1,6
	Bw1	18-60	33,9	5,8	5,0	10,2	3,4	4,2	99	18,4	31,0	7,2	3,0	4,8	3,4	7,1	21,6
Mineralogía Mixta (Montmorillonítica-Metahalóisítica)																	
CH-20	Ap	0-40	21,4	6,1	4,4	7,6	3,4	31	57	19,8	4,7	2,7	3,6	1,8	3,6	1,3	1,5
	A/B	40-90	20,4	6,5	4,8	8,7	1,7	24,2	50	15,6	4,4	2,1	3,1	1,3	3,2	1,5	1,3
CH-21	Ap	0-14	27,6	5,0	3,9	7,6	5,7	23,2	68	21,4	5,4	1,4	14,4	7,5	5,5	2,5	0,5
	Bg1	14-43	29,1	4,7	3,8	8,4	2,7	23,2	80	21,8	6,7	1,7	14,2	12,3	4,1	3,0	0,4
CH-22	Ap	0-10	27,4	4,8	3,8	7,5	8,2	14,2	61	11,1	4,6	0,9	6,5	3,1	4,9	3,1	0,6
	Ab	10-24	18,3	5,6	4,3	8,0	2,6	14,2	65	16,7	4,6	1,4	5,9	2,0	3,3	1,6	1,0
	Bw1	24-38	16,8	5,9	4,5	7,7	1,0	11,7	43	14,7	2,2	1,2	1,7	0,6	1,3	0,5	0,7

Nota: Fe_o, Si_o y Al_o extraídos con Oxalato de amonio; Fe_p y Al_p extraídos con pirofosfato de sodio; Fe_d, Al_d Ditionito Citrato de Sodio.

Cuadro 3. Resultados de composición relativa de arcillas ⁽¹⁾ y otros minerales cristalinos (DRX) en fracción de arcilla en sitios ubicados en cuencas de las llanuras de Caribe noroeste (Reventazón, Tortuguero, Chirripó, Sarapiquí).

Perfil (código)	Hor	Prof.	Montmorillonita	Meta haloisita	Vermiculita	Illita	Plagioclasa	Gibbsita	Cuarzo	Otros minerales
RE-15	A	0-10		****			***		tr	Hematita, Magnetita
	Bw	10-34		****			***	*	tr	Hematita, Magnetita
	CB	34-52		***			***	**	tr	
TO-16	Ap	0-18	**	***			**	****	*	Hematita, Magnetita
	Bw1	18-60		***			*	****	*	Hematita, Magnetita
TO-17	Ap	0-20	**	****			***	**	tr	Maghemita, Magnetita
	Bw1	20-39	**	****			***	**	tr	Maghemita, Magnetita
	Bw2	39-57	**	*****			*	*	*	Maghemita, Magnetita
TO-18	Ap	0-12		****			***	**	*	Hematita
	Bw1	12-45		*****			***		*	Hematita
	Bw2	45-67		*****			***		tr	Hematita, Mag, Maghe
TO-19	Ap	0-15		***				*	*	Hematita, Mag, Maghe
	Bw1	15-90		****			***	***	tr	Hematita, Mag, Maghe
CH-20	Ap	0-40	***	***		tr	***		**	Olivinos
	A/B	40-90	***	***		tr	***		**	
CH-21	Ap	0-14	***	***		tr	***		*	Maghemita, Magnetita
	Bg1	14-43	***	***		tr	***		*	Maghemita, Magnetita
CH-22	Ap	0-10	***	***			***		**	Maghemita, Hematita
	Ab	10-24	***	***			***		*	Maghemita, Magnetita
	Bw1	24-38	***	***		tr	***		*	Maghemita, Magnetita
SA-23	Ap	0-15	**	****			***		*	Maghemita, Magnetita
	Bw1	15-46	**	****		tr	***		*	Magnetita, Olivinos
SA-24	Ap	0-10		****					*	Hematita, Magnetita
	AB	10-30	**	****			***		*	Hematita, Magnetita
	Bw1	30-56		****	**		***		*	

(1): mayor a 60%=*****, 40-60%=****, 20-40%=***, 10-20%=**, 5-10%=*, menor a 5%=tr.

Generalidades

Esta región comprende al menos 3 clases de suelos formados a partir de materiales parentales distintos, a saber: 1) Los suelos residuales (Ultisoles/Oxisoles) de las antiguas series de suelos bananeros Ridge Hill y Colombiana y del pie de monte de La Selva (Klever et al. 2007), probablemente formados de materiales volcánicos del Pleistoceno, también descritas por Nieuwenhuys et al. (1994) en terrazas antiguas, 2) los suelos orgánicos (Histosoles) y arenosos (Entisoles) en unidades geomorfológicas relacionadas con desembocaduras y antiguos frentes de playa y 3) la llanura aluvial propiamente dicha, formada sobre depósitos de materiales volcánicos del Holoceno

(Luijckx y Zonnenberg 1992). La mayoría de los suelos se forman a partir de coladas de lava, lahares, rocas piroclásticas, ignimbritas, rocas andesíticas, basaltos, cenizas volcánicas del Cuaternario y pocas rocas sedimentarias (Dóndoli et al. 1968). La zona abarca las cuencas de los ríos Tortuguero, Chirripó, Sarapiquí y parte del Reventazón y presenta Inceptisoles con propiedades ándicas (Andic Eutrudepts, Aquandic Endoaquepts), Inceptisoles dístricos (Fluventic Dystrudepts) y Andisoles (Typic Hapludands), (Arias et al. 2010a). Estos suelos se caracterizan por tener fertilidad media, buen drenaje en sectores no depresionales, fijación de fósforo de media a alta, capacidad de intercambio de cationes media y saturación de bases media (Lara 1970, Jiménez 1972, López y Solís 1991).

Mineralogía de arcillas

En el Cuadro 3 y Figuras 1 y 2 se observa que en términos de abundancia relativa, la

metahaloisita es el mineral arcilloso más abundante en todos los horizontes de los suelos de esta región. En todos los casos los minerales

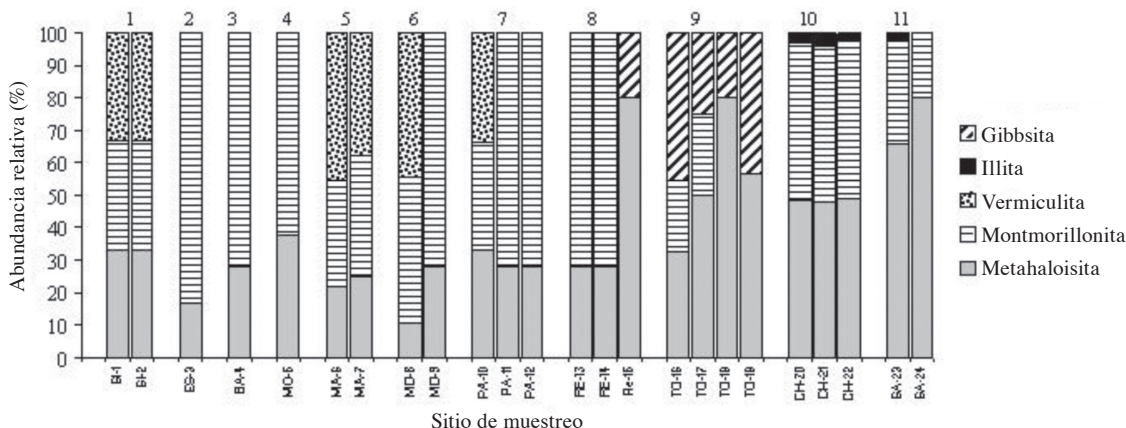


Fig. 1. Abundancia relativa de metahaloisita, montmorillonita, vermiculita, illita y gibbsita en perfiles de suelos bananeros del Caribe de Costa Rica. (Referido a horizonte típico de cada perfil estudiado). 1. Cuenca Sixaola; 2. Cuenca Estrella; 3. Cuenca Banano; 4. Cuenca Moín; 5. Cuenca Matina; 6. Cuenca Madre de Dios; 7. Cuenca Pacuare; 8. Cuenca Reventazón; 9. Cuenca Tortuguero; 10. Cuenca Chirripó; 11. Cuenca Sarapiquí.

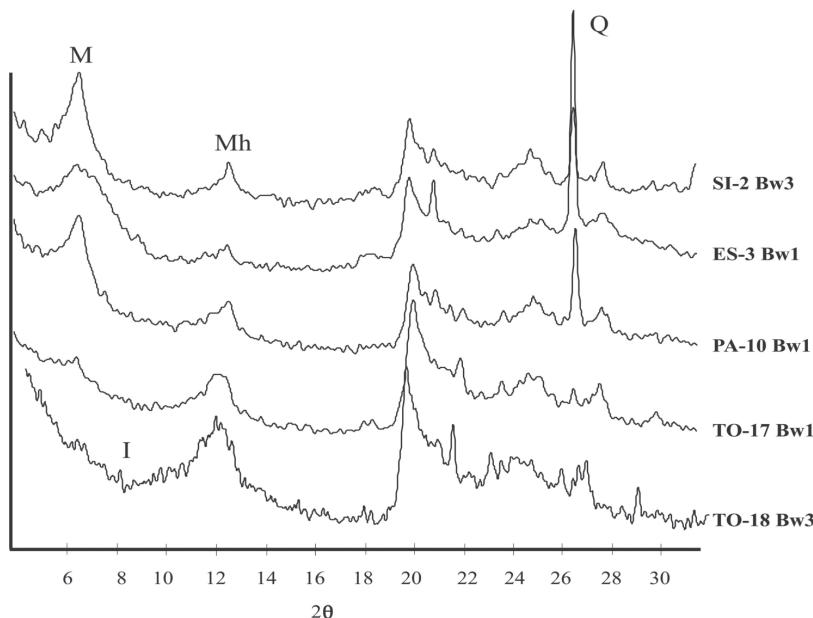


Fig. 2. Difractogramas de la fracción fina de 5 suelos bananeros en los que se identifican metahaloisitas con diferente grado de cristalinidad y otros minerales. Mh=metahaloisita; I=illita; M=montmorillonita; Q=cuarzo. Preparado textural.

primarios más abundantes asociados a la fracción arcilla son las plagioclasas, con trazas de cuarzo y óxidos de hierro tipo hematita, magnetita y maghemita; solamente se encontró olivino en los perfiles CH-20 y SA-23. Estos suelos se pueden agrupar en 3 suites mineralógicas de menor a mayor grado de meteorización como:

1. Metahaloisita asociada con montmorillonita y trazas de illita (Perfiles CH-20, CH-21, CH-22, SA-23 y SA-24).
2. Metahaloisita asociada con gibbsita y montmorillonita (Perfiles TO-16 y TO-17).
3. Metahaloisita asociada con gibbsita (Perfiles RE-15, TO-18 y TO-19).

Metahaloisita

Ocurrencia. Mediante el análisis de patrones de difracción de rayos X (DRX) se identificaron metahalositas con espaciamentos basales (001) entre 7,20 y 7,50 Å. La existencia de caolinitas se descartó ya que al calentar el preparado mineral a 350°C, el espaciamiento basal se mantuvo alrededor de 7,20 Å. Las metahalositas encontradas presentan reflejos basales amplios, irregulares y débiles (Figura 2), que indican que éstas son desordenadas y poseen pequeños cristales y capas interestratificadas con diferentes estados de hidratación (Brown y Brindley 1980, Joussein et al. 2005). Kautz y Ryan (2003) informan de la presencia de metahaloisita y gibbsita en el sector de Sarapiquí, mientras que Holdridge et al. (1971) mencionan la coexistencia de haloisita y gibbsita en la parte aluvial de las cuencas de los ríos Colorado y Sarapiquí. Lara (1970) y Jiménez (1972), mencionan como límite entre las 2 regiones mineralógicas en el Caribe el cauce del río Reventazón, sin embargo la presencia de metahaloisita como resultado de la meteorización de ese tipo de materiales indica que este límite se encuentra en las fincas ubicadas al sureste de la subcuenca de los ríos Vueltas, Silencio y Sarapiquí, nuevo límite de separación. Las cuencas donde esta arcilla es predominante son Chirripó, Sarapiquí y Tortuguero (Cuadro 3 y Figura 1). Los materiales volcánicos de esta región son más

jóvenes que los de la región Caribe sureste, por lo que las metahalositas del Caribe noroeste presentan un menor grado de cristalinidad, contrariamente a lo encontrado en el sureste en donde la abundancia relativa es menor y su grado de cristalinidad mayor. La Figura 3 muestra el mapa geológico en el que se señalan las unidades líticas que afectan la región.

En cada perfil estudiado, desde los 0 hasta alrededor de los 50 cm de profundidad, la abundancia relativa de metahaloisita es variable en los diferentes horizontes. Lo anterior podría explicarse en función del carácter aluvional de los diferentes materiales que conforman cada horizonte del perfil.

Génesis. La metahaloisita (7 Å) es una arcilla dioctaédrica común en climas húmedos y tropicales (Mizota y van Reeuwijk 1989, Quantin et al. 1991). Se forma a partir de plagioclasas intermedias a sódicas en un ambiente ligeramente ácido a neutro y en presencia de humedad relativamente alta (Besoán 1985) o bien por efecto de actividad hidrotermal (Sudo y Shimoda 1978), la cual es mucho más importante en las llanuras del Caribe noroeste que en el Caribe sureste.

Probablemente en la región noroeste, la mayoría de la metahaloisita se forma por meteorización in situ de plagioclasas y minerales primarios más fáciles de meteorizar, como lo indican Kautz y Ryan (2003) en suelos de la cuenca del Sarapiquí, donde encontraron la transformación de haloisita (10 Å) a metahaloisita (7 Å). Nieuwenhuyse (1996) propone que esta arcilla proviene de la meteorización de minerales primarios provenientes de las cenizas de los volcanes Poás, Barva, Irazú y Turrialba depositadas en las laderas en forma eólica y como deslizamientos posteriores de las cenizas.

Las secuencias de meteorización en este tipo de relieve, fueron descritas para el volcán Barba por Grieve et al. (1990) y para el volcán Turrialba por Buurman et al. (1997) y Meijer y Buurman (2003); en estos últimos trabajos, se menciona que la alófana es el tipo de arcilla que más se forma entre 620-1220 msnm y no aparece

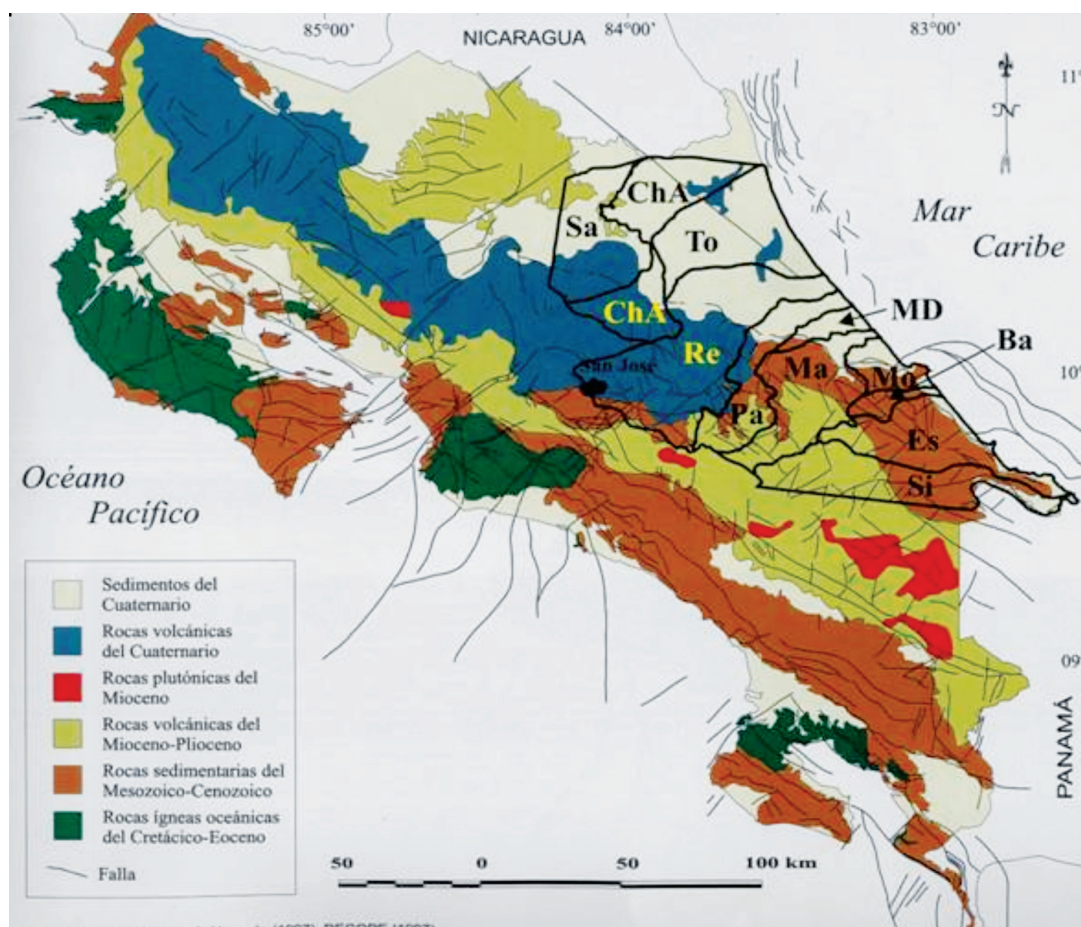


Fig. 3. Mapa de ubicación de cuencas asociado a la geología de Costa Rica. Denyer et al. 2003. Sa=Sarapiquí; ChA=Chirripó Caribe; To=Tortuguero; Re=Reventazón; Pa=Pacuaire; Ma=Matina; MD=Madre de Dios; Mo=Moín; Ba=Banano; Es=Estrella; Si=Sixaola.

sobre los 2000 msnm sin que se mencione la formación de metahaloisita en dichas posiciones geomórficas.

Como en los suelos aluviales de estas llanuras se encuentra poca alófana, podría asumirse que este tipo de arcilla se forma a partir de materiales volcánicos convirtiéndose rápidamente a haloisita (10 Å) y de allí a metahaloisita, como sugieren Joussein et al. (2005). Aunque se puede aceptar la erosión/deposición de alófanas en estos suelos, su persistencia en el trópico muy

húmedo es poco probable, ya que otros autores (Sieffermann y Millot 1969) mencionan que los materiales volcánicos no tienden a formar alófana en este ambiente, sino más bien, tienden a la formación de haloisita, metahaloisita, caolinita y gibbsita, tal como se encontró en el presente trabajo (Cuadro 2). Lo anterior se ve favorecido por la actividad hidrotermal de la cordillera Volcánica Central que podría disparar la transformación de plagioclasas en metahaloisitas (Jongmans et al. 1994, Nieuwenhuys y van Breemen 1997).

Gibbsita y otros óxidos e hidróxidos

Ocurrencia. Mediante el análisis de difracción de rayos X, se determinó la presencia de gibbsita $\text{Al}(\text{OH})_3$ y trazas de hematita $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, maghemita, $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, magnetita Fe_3O_4 y ferrihidrita $\text{Fe}_5(\text{O}_4\text{H}_3)_3$; de acuerdo con los espaciamentos dados por Brown y Bridley (1980) de 4,85 Å en gibbsita, 2,69 Å en hematita, 2,51 Å en maghemita, 2,53 Å en magnetita y 2,54 Å en ferrihidrita. La ferrihidrita se determinó solamente en el perfil BA-4; la maghemita y la magnetita se identificaron asociadas entre sí, o bien mezcladas con hematita, principalmente en los suelos ubicados en la zona noroeste. La gibbsita se encontró en los suelos de la cuenca del río Tortuguero (TO) y en 2 horizontes subsuperficiales de la cuenca del río Reventazón (finca RE-16). Su abundancia relativa es alta en los suelos TO-16 y TO-19, en los cuales también se determinó alófana (Cuadro 2, Figuras 1 y 4). Holdridge et al. (1971), Nieuwenhuysse et al. (1994) y Nieuwenhuysse (1996), reportaron la presencia de gibbsita en algunos sectores de Barra de Colorado y en la cuenca del Tortuguero, sin precisar una exacta ubicación de los sitios muestreados. Klever et al. (2007) también describen la presencia de gibbsita

en 2 perfiles de La Selva, donde además encontraron que el contenido de la gibbsita aumenta con la profundidad del suelo y sobre todo en la fracción limo. Anderson y Byers (1931), mencionan que la fracción arcilla de la serie de suelos Colombiana, es alta en contenido de óxidos de Fe y Al, considerándolos en su época como los de mayor grado de evolución del mundo. La Figura 4 muestra patrones de difracción de suelos que contienen gibbsita.

Génesis. En suelos tropicales como los de la zona estudiada, la gibbsita se origina por meteorización vía desbasificación y desilicación de arenas andesíticas (Nieuwenhuysse et al. 1994), plagioclasas y piroxenos (Besoain 1985, Nakamura y Sherman 1965). En la zona donde se presentó la mayor cantidad de gibbsita, también se reportaron alófanos y una alta abundancia de plagioclasas, lo cual supone que su origen es a partir de materiales volcánicos y plagioclasas del Cuaternario, por mecanismos similares a los mencionados por Mizota y van Reeuwijk (1989), Wada (1989) y Quantin et al. (1991). En la región Caribe sureste no se reportaron alófanos y la presencia de plagioclasas fue mucho menor; por lo cual es razonable no encontrar gibbsita (Cuadro 4 y Figura 1).

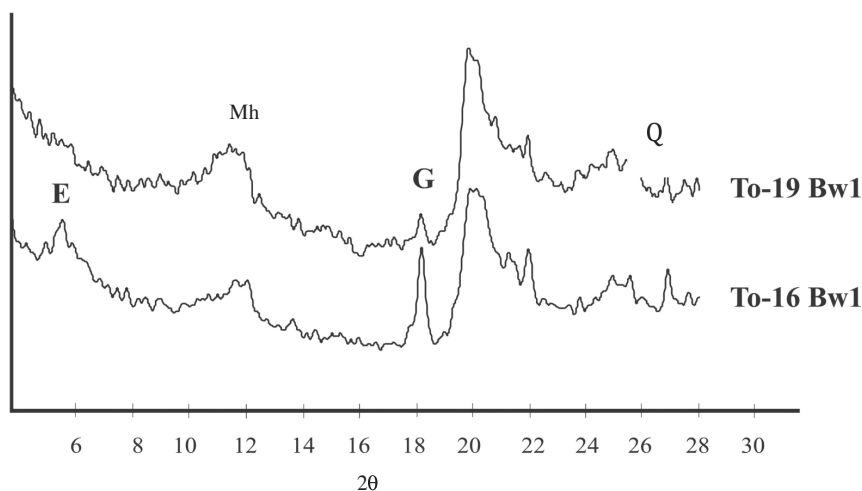


Fig. 4. Difractograma de 2 suelos bananeros en los que se identifican gibbsitas y otros minerales. Mh=metahaloisita; E=Esmeectita; G=Gibbsita; Q=Cuarzo. Preparado textural.

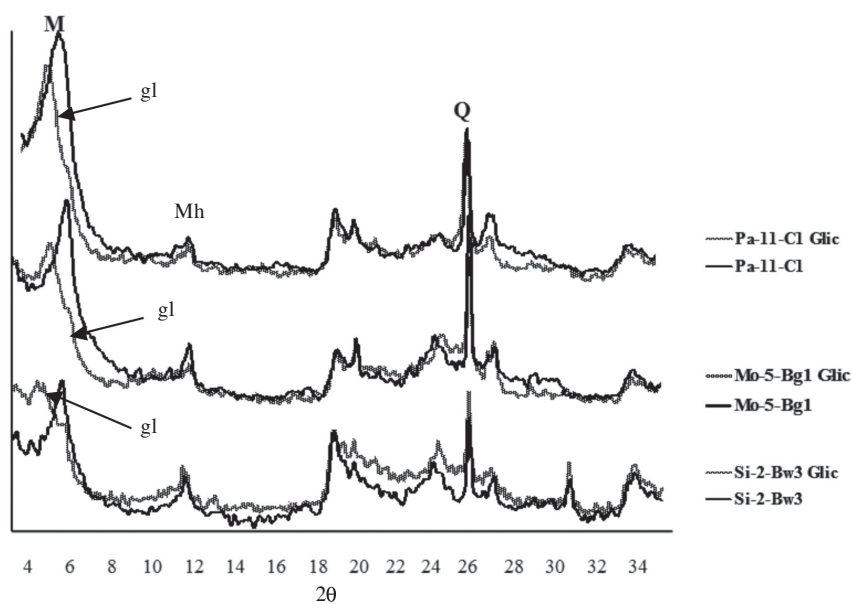


Fig. 5. Difractogramas de muestras en preparado textural simple y glicoladas (gl) de 3 suelos bananeros en los que se identifican montmorillonitas con grados variables de cristalinidad y otros minerales. Mh=metahaloisita; M=Montmorillonita; Q=Cuarzo.

Cuadro 4. Resultados de disolución selectiva de Al, Fe y Si, y algunas propiedades químicas; en suelos de diferente mineralogía, ubicados en cuencas de la zona Caribe sureste (Sixaola, Estrella, Banano, Moín, Matina, Madre de Dios, Pacuare y Reventazón).

Perfil (código)	Hor	Profundidad (cm)	CIC Total (Cmol.l ⁻¹)	pH		M.O %	Arcillas %	Ret. Fosfatos %	g.kg ⁻¹							
				(H ₂ O)	(KCl)				(NaF)	Fe _o	Al _o	Si _o	Fe _p	Al _p	Fe _d	Al _d
Mineralogía Montmorillonítica																
ES-3	Ap	0-5	36,2	6,4	5,3	7,4	4,7	28,2	36	7,6	2,2	2,3	7,2	6,9	2,8	0,7
	Bw1	5-45	29,6	6,2	4,0	7,6	1,2	25,7	29	5,4	3,4	3,4	1,4	1,1	0,7	0,6
	Ab	45-53	33,2	6,2	4,2	7,6	1,2	28,2	29	5,1	3,2	2,7	1,3	1,3	0,5	0,5
BA-4	Ab	0-10	36,2	4,1	3,4	7,3	5,4	43,2	45	12,3	3,2	1,6	8,7	6,6	3,0	1,3
	Bw1	10-23	29,6	5,2	4,2	7,6	1,7	30,7	31	9,0	2,8	2,1	3,6	2,8	1,0	0,5
	Bgl	23-50	33,2	6,4	5,1	7,7	1,9	45,7	35	9,9	2,8	2,0	3,3	3,4	0,8	0,4
MO-5	Ap	0-12	32,2	4,5	3,3	7,7	1,8	45,2	53	17,8	4,7	2,9	4,2	3,2	1,7	1,4
	Bgl1	12-40	29,6	5,5	3,8	7,7	0,9	52,7	39	15,4	3,8	3,1	2,0	1,4	1,0	0,7
	Bgl2	40-54	40,7	5,6	4,1	3,3	2,6	42,7	46	16,6	4,4	3,2	3,6	2,6	1,4	0,8
MD-9	Ap	0-10	49,6	4,5	3,3	7,2	3,3	40,4	58	11,1	5,4	1,2	5,8	6,2	2,1	2,4
	Bw1	10-35	46,1	4,9	3,5	7,3	1,4	30	53	11,3	4,5	1,9	2,2	1,8	1,1	1,2
	Bw2	35-78	46,1	5,8	4,0	7,4	1,4	35	46	11,4	3,9	1,9	3,0	3,1	1,4	0,7
PA-11	A/C	0-8	23,6	7,8	6,9	7,9	1,7	20	38	8,5	3,4	3,4	0,6	0,3	0,7	0,4
	C1	8-19	28,1	7,9	6,9	7,9	0,8	16,7	34	8,8	3,1	3,4	0,2	0,2	0,4	0,3
	C2	19-25	24,6	7,8	6,8	9,2	1,0	17,5	37	7,4	3,5	4,3	0,3	0,2	0,5	0,4
RE-13	C3	25-34	29,1	7,9	6,9	8,0	1,8	20	39	7,5	2,9	2,7	0,4	0,2	0,6	0,4
	Ab	34-43	27,1	7,8	6,7	8,0	2,3	20	34	7,3	2,9	3,3	0,7	0,3	0,8	0,5
	Ap	0-20	26,0	6,7	6,2	7,3	4,5	18,2	24	16,0	3,0	1,8	1,8	0,6	1,6	0,6
PA-12	Bw1	20-23	21,9	6,5	5,2	7,6	1,6	20,7	36	13,1	3,8	2,1	1,6	1,4	1,0	1,2
	Bw2	23-57	22,4	6,4	5,0	7,4	1,4	18,2	28	13,5	3,1	1,9	1,6	1,0	1,3	0,7
	Ap	0-10	20,4	5,2	3,8	7,4	1,8	33,2	33	6,7	2,5	1,5	1,4	0,8	0,8	0,7
RE-14	Ab	10-23	25,5	6,6	5,4	7,4	3,2	30,7	34	7,2	3,3	1,6	2,6	1,3	0,9	0,6
	Bw1	23-47	22,9	6,6	5,0	7,4	1,2	28,2	33	6,5	2,8	1,7	1,5	0,9	0,6	1,0
	Ap	0-10	22,4	5,2	3,7	7,6	1,4	18,2	38	13,4	3,6	2,0	1,9	1,1	1,5	1,0
MA-6	Bw1	10-25	30,5	7,2	6,4	7,6	2,8	25,7	43	12,4	3,9	2,6	1,3	0,4	1,4	0,4
	Bw2	25-45	29,5	7,3	6,3	7,7	2,0	23,2	42	11,0	3,8	2,7	0,8	0,4	1,0	0,5
	Ap	0-18	31,2	6,0	4,8	7,7	2,0	38	37	13,5	4,7	4,2	2,1	1,3	1,2	0,5
PA-10	Ab	18-31	32,2	6,2	4,9	7,6	3,2	27,7	43	13,6	6,6	4,5	2,2	0,9	1,4	0,7
	Bgl	31-47	30,2	6,2	4,8	7,7	2,0	32,7	40	15,3	5,5	4,1	1,4	0,8	0,8	0,6
	Ap	0-18	49,6	5,1	3,8	7,2	5,2	34,2	57	13,4	4,6	1,6	5,8	3,1	2,5	1,3
MA-7	Bw1	18-68	46,1	6,2	4,2	7,6	1,4	31,7	49	8,9	3,3	2,4	1,5	1,0	0,8	0,6
	Ap	0-12	33,9	4,7	3,4	7,4	3,9	36,7	46	10,3	5,5	2,8	5,3	3,4	2,4	1,4
	Bw1	12-35	34,4	5,3	3,6	7,5	2,1	36,7	35	9,1	4,8	2,9	3,2	1,7	1,1	0,8
MD-8	Bw2	35-76	37,9	6,2	4,1	7,5	1,4	39	32	10,4	4,1	2,6	2,8	2,5	0,7	0,5
	Ap	0-22	42,5	4,3	3,1	7,2	2,7	36,7	53	7,4	3,6	2,2	2,8	2,1	1,3	1,4
	Bw1	22-50	44,5	6,1	4,1	7,7	0,8	34,2	39	10,9	4,9	2,4	1,1	0,8	0,8	0,6
Mineralogía Mixta (Montmorillonítica-Vermiculítica)																
SI-1	Ap	0-19	34,4	5,9	4,4	7,4	3,4	43	46	9,3	4,9	3,1	3,4	2,0	1,9	0,9
	Bw1	19-52	33,4	6,5	4,5	7,4	2,8	40	46	11,3	5,1	3,0	3,5	1,9	1,6	0,7
	Ap	0-7	37,9	6,1	4,5	7,3	5,1	45	36	8,2	4,3	2,6	4,7	3,7	2,3	0,9
SI-2	Bw1	7-27	27,9	6,4	4,4	7,3	2,1	35	32	7,8	4,1	2,9	1,5	0,7	1,0	0,6
	Bw2	27-34	31,4	6,6	4,5	7,4	2,1	27,5	33	7,8	3,9	3,0	1,7	0,7	1,0	0,5
	Bw3	34-51	27,4	6,5	4,7	7,4	1,3	25	29	6,9	3,4	3,1	1,5	0,8	0,9	0,5

Nota: Fe_o, Si_o y Al_o extraídos con Oxalato de amonio; Fe_p y Al_p extraídos con pirofosfato de sodio; Fe_d, Al_d Ditionito Citrato de Sodio.

Aluminosilicatos no cristalinos o amorfos (Alófanas)

Ocurrencia. En el Cuadro 2 se presentan los resultados de análisis de disolución selectiva de Al, Fe, Si, así como también otras propiedades relacionadas con materiales amorfos en todos los sitios estudiados. De acuerdo con la metodología de estimación de alófanas de Mizota y van Reeuwijk (1989), los porcentajes de alófanas en la fracción fina fueron menores a 2% en la mayoría de los suelos y solamente en un horizonte subsuperficial de la finca Lomas de Sierpe se determinó la presencia de hasta un 20,6% de alófanas (Cuadro 2). Este alto porcentaje de alófanas coincide con retenciones de P de alrededor del 99% y aluminio + hierro en oxalato de amonio ($Al+1/2Fe$) mayor a 40%, lo cual según la Soil Survey Staff (2006), es propio de suelos con carácter ándico. El pH en NaF fue superior a 10 lo que reafirma la presencia de grupos Al-OH en el complejo de intercambio de estos suelos (Wada 1980). Así mismo, porcentajes altos de gibbsita y metahalositas fueron determinados en asociación con este suelo, lo cual es una característica normal en suelos alofánicos (Besoain 1985).

Génesis. El suelo donde se detectó alófana se ubica al sureste de los ríos Vueltas-Silencio, sector que posee una fuerte influencia de materiales volcánicos andesíticos del Cuaternario (Dóndoli et al. 1968). Varios autores (Jongmans et al. 1995, Nieuwenhuyse et al. 1993, Nieuwenhuyse et al. 1994, Nieuwenhuyse 1996, Stoorvogel y Eppink 1995, Nieuwenhuyse y van Breemen 1997), mencionan la presencia de alófanas en suelos ubicados al sureste de la subcuenca Vueltas-Silencio-Parismina y al igual que las metahalositas, esmectitas y vermiculitas su presencia en suelos aluvionales se considera se forman en otros sitios y se transportan via fluvial hasta las llanuras aluviales. Las alófanas son minerales secundarios comunes de suelos originados a partir de la meteorización de materiales volcánicos en condiciones de buen drenaje, alta humedad y temperatura media (Besoain 1985, Wada 1989, Mizota y Van Reeuwijk 1989,

Quantin et al. 1991); raramente se forman alófanas en sitios con muy alta precipitación (Sieffermann y Millot 1969), caso de las llanuras aluviales del Caribe, o en zonas muy elevadas de cenizas volcánicas gruesas en clima frío (Meijer y Buurman 2003). Al discutir la mineralogía de los suelos derivados de coladas de lava andesítica del Pleistoceno y de terrazas aluviales en las planicies del Holoceno de la Estación Experimental La Selva, Kautz y Ryan (2003) mencionan que ambos suelos están dominados por haloisita asociada a cantidades pequeñas de alófana, producto de la meteorización de plagioclasas. Buurman et al. (1997), mencionan que la meteorización de las cenizas volcánicas de las llanuras del Caribe se ve fuertemente afectada por la cantidad de precipitación pluvial de la zona, la frecuencia (edad) con que se depositan las cenizas y la disminución de la temperatura del suelo con la elevación sobre el nivel del mar; los 3 factores favorecen una mayor meteorización en suelos de las zonas más bajas. Grieve et al. (1990), al describir las propiedades de los suelos en una catena de la falda sur del volcán Barva (100 a 2000 m de elevación), mencionan que con la altitud, los suelos aumentaron significativamente el contenido de materia orgánica del horizonte A (de 18 a 49%) y disminuyeron el porcentaje de arcilla del subsuelo (de 80 a menos de 10%). La cantidad y el tamaño de los agregados de alófana en la zona (2 a 20 μm) aumentan con la profundidad del suelo, excepción hecha de las discontinuidades litológicas presentes en la mayoría de los perfiles analizados. Al estudiar los cambios químicos sufridos en una catena de suelos en la falda sur del volcán Turrialba, Meijer y Buurman (2003) encontraron que, basados en el patrón de lavado de Mg, ocurren 3 procesos: 1) pérdida rápida por lavado preferencial de cationes en áreas cercanas al cráter, sin formación de alófana, 2) formación subsecuente de alófana a elevaciones entre 660 y 1220 m de altitud y 3) pérdida por lavado a largo plazo de óxidos básicos (pero no de sílice) durante el envejecimiento de los sedimentos fluvio-volcánicos en la llanura aluvial a menos de 240 m. Sin embargo, Pringle et al. (1990) indican

que las aguas sub-superficiales ricas en fósforo y bases disueltas afloran a través de acuíferos sobre basaltos a lo largo de fallas geológicas y/o en el piedemonte, donde coinciden la cadena de montañas y la llanura aluvial, de manera que también pueden encontrarse algunos suelos de fertilidad media en esta última región.

Montmorillonitas

Ocurrencia. Los difractogramas de rayos X de las muestras de arcilla secas al aire y saturadas con Mg mostraron patrones con reflejos basales entre 14 y 15 Å, lo cual indica la presencia de arcillas tipo esmectita o clorita. La incertidumbre cabe en el tanto que al poseer las muestras arcillas 1:1 de alrededor de los 7,2 Å (metahaloisitas), este reflejo podría corresponder al reflejo basal (002) de las cloritas. La presencia de cloritas se descartó al someter la muestra a tratamiento térmico a 500°C, con lo cual el reflejo a 15 Å colapsó a 10 Å, en tanto que el reflejo a 7,2 Å no varió (001 de metahaloisita). Al tratar la muestra con etilenglicol, el reflejo a 15 Å experimentó un hinchamiento a alrededor de los 18 Å, lo que permitió descartar la presencia de posibles minerales de clorita. Además, el valor de 1,49 Å del reflejo (060) para este mineral, comprueba la presencia de esmectitas dioctaédricas tipo montmorillonita. Las montmorillonitas se detectaron al tratar muestras con etilenglicol, encontrándose distancias basales desde 16 Å hasta 18,2 Å y en casos particulares hasta 19,2 Å, lo cual supone una amplia gama de variaciones en estados de hidratación (Figura 5).

En el sector Caribe noroeste, las montmorillonitas variaron en distribución, abundancia, grado de cristalinidad y estado de hidratación. En general su abundancia fue menor que en la zona Caribe sureste y no se encontró en suelos como el TO-18 y TO-19 (Cuadro 5, Figura 1). El grado de cristalinidad, al igual que en las metahaloisitas, mostró una amplia variación entre y en cada cuenca, ya que su cristalinidad es menor en esta zona que en la sureste. El grado de cristalinidad aumentó de los horizontes subsuperficiales a los superficiales.

En la zona noroeste, la presencia de arcillas 2:1 fue reportada en el sector de Colorado (Holdridge et al. 1971), en sectores cercanos a la costa (Nieuwenhuysse et al. 1994) y en algunos Andisoles con pocas propiedades ándicas (Nieuwenhuysse 1996). Kautz y Ryan (2003) indican que en el sector de Sarapiquí la presencia de esmectitas es escasa.

Génesis. La génesis de la montmorillonita será detallada en el capítulo correspondiente a los minerales más comunes de las llanuras del Caribe sureste.

Arcillas 2:1:1 Illita

Ocurrencia. El análisis de DRX de algunos suelos permitió determinar trazas de illita con reflejos basales (001) en alrededor de 10 Å. Por las características de intensidad de los picos en muestras con este tipo de arcillas, se deduce que esta es poco abundante. Los suelos que contienen este mineral se encuentran principalmente en la cuenca del Chirripó (Cuadro 3, Figura 1) aunque Cortés (1981) también los describe en sedimentos sobre corales y en suspensión de muestras tomadas en la cuenca del río La Estrella.

Génesis. De acuerdo con Besoán (1985), las illitas son minerales poco comunes en los suelos tropicales y pocas veces se presentan en suelos aluvionales tropicales, debido a que se degradan a minerales no micáceos. Son comunes en suelos ricos en micas y escasamente se presentan en suelos derivados de materiales volcánicos. El origen de este mineral en esta zona no es claro.

Análisis químico de los suelos en la región Caribe Sureste

Los análisis químicos de los suelos (Cuadro 4), confirman que la región Caribe Sureste ha tenido una ligera deposición de cenizas volcánicas. Mediante las fórmulas propuestas por Mizota y van Reeuwijk (1989) se calculó la cantidad de minerales de bajo rango de cristalización (alófana) presente en los suelos, la que varió entre 0,4

Cuadro 5. Resultados de composición relativa de arcilla⁽¹⁾ y otros minerales cristalinos (DRX) en fracción de arcilla en sitios ubicados en cuencas de las llanuras del Caribe sureste (Sixaola, Estrella, Banano, Moín, Matina, Madre de Dios, Pacuare y Reventazón).

Perfil (código)	Hor	Prof	Montmorillonita	Meta haloisita	Vermiculita	Plagioclasas	Cuarzo	Otros minerales (trazas)
SI-1	Ap	0-19	***	**	***	**	***	Goethita
	Bw1	19-52	***	***	***	**	**	
SI-2	Ap	0-7	****	**	***	**	**	
	Bw1	7-27	***	***	***	*	***	
	Bw2	27-34	***	**	***	**	***	
	Bw3	34-51	***	***	***	**	**	
ES-3	Ap	0-5	****	***		**	**	
	Bw1	5-45	*****	*		**	****	
	Ab	45-53	****	**		*	***	
BA-4	Ab	0-10	****	**		*	****	Ferrihidrita
	Bw1	10-23	****	**		*	****	Ferrihidrita
	Bg1	23-50	****	***		**	****	Ferrihidrita
MO-5	Ap	0-12	****	***		**	****	Magnetita
	Bg1	12-40	****	***		**	***	Magnetita
	Bg2	40-54	***	**	***	**	***	Magnetita
MA-6	Ap	0-18	***	**	****	*	***	
	Ab	18-31	***	**	****	**	***	
	Bg1	31-47	***	**	****	*	***	
MA-7	Ap	0-12	***	**	****	*	***	
	Bw1	12-35	****	**	***	*	***	
	Bw2	35-76	***	**	***	*	***	
MD-8	Ap	0-22	****	**	***	*	***	
	Bw1	22-50	****	*	****	tr	***	
MD-9	Ap	0-10	****	**		**	***	Hematita
	Bw1	10-35	****	**		*	***	
	Bw2	35-78	****	**		*	***	
PA-10	Ap	0-18	**	***	****	*	***	
	Bw1	18-68	***	***	***	**	***	
PA-11	A/C	0-8	****	**		**	***	Hematita
	C1	8-19	****	**		**	***	
	C2	19-25	****	*		**	***	
	C3	25-34	****	**		**	***	
	Ab	34-43	****	**		**	***	
PA-12	Ap	0-20	****	**		**	***	
	Bw1	20-23	****	**		**	***	
	Bw2	23-57	****	**		**	***	
RE-13	Ap	0-10	****	**		***	**	
	Ab	10-23	***	**		***	***	
	Bw1	23-47	****	**		**	**	
RE-14	Ap	0-10	****	*			**	
	Bw1	10-25	****	**			**	
	Bw2	25-45	****	**			***	

(1): 60%=*****, 40-60%=****, 20-40%=***, 10-20%=**, 5-10%=*, menor a 5%=tr.

y 2,7%, valores considerados como muy bajos. Para reforzar la poca presencia de alófanos, se determinó la retención de fosfatos, encontrándose valores que oscilaron entre 24 y 57%, todos por debajo del 90% considerado como normal para identificar la presencia de materiales amorfos (Soil Survey Staff 2006) y normal para suelos en regiones tropicales húmedas. Los valores de pH en NaF también son inferiores a 8,0 en la mayoría de los suelos estudiados, con solo una muestra con pH de 9,2; el comportamiento de esta variable también permite deducir que la presencia de materiales amorfos en estos suelos es muy baja. Lo anterior concuerda con la poca influencia de cenizas volcánicas en los suelos de esta zona, tal como lo mencionan Dóndoli et al. (1968).

Los valores de pH en agua tienden a la neutralidad (excepto en el horizonte superior de 5 perfiles) lo que sugiere que más que lavado de bases, en estos suelos ocurre un balance neto entre adiciones y pérdidas de cationes y aniones, lo que permite la formación de arcillas 2:1; los pocos casos de pH bajo son indicativos de probables adiciones de fertilizantes con efecto residual ácido a las plantaciones de banano, hecho documentado por (Serrano 2003). Lo anterior concuerda con los valores de CIC, considerados como medios a altos para condiciones de suelos de Costa Rica (Bertsch 1986) y normales para los tipos de arcilla encontrados en este estudio; estos valores también son representativos de suelos con un régimen de humedad no muy lluvioso, lo que permite diferenciar estos suelos con los de las llanuras de la región Caribe noroeste. Ninguna de las variables químicas comparadas, permite diferenciar entre las dos suites mineralógicas de la región, debido a que las características químicas de los componentes arcillosos de ambas suites son muy similares.

Generalidades

En el Caribe sureste (Luijckx y Zunnenberg 1992) se encuentran al menos 3 clases de suelos formados a partir de materiales parentales distintos, a saber: 1) Los suelos residuales antiguos (Ultisoles), probablemente formados de

materiales del Pleistoceno, 2) los suelos orgánicos (Histosoles) y arenosos (Entisoles) en unidades geomórficas relacionadas con desembocaduras y antiguos frentes de playa y 3) la llanura aluvial propiamente dicha (Inceptisoles), formada sobre depósitos de materiales del Mioceno, Plioceno y Cenozoico-Mezozoico. Los suelos aluviales, a diferencia del sector Caribe noroeste se forman por el arrastre de partículas provenientes de formaciones ricas en granodioritas, andesitas porfiríticas, lutitas, calizas y basaltos en el sector más al sur y calizas en sector río Pacuare (Bergoing 2007). Dóndoli et al. (1968) indican que los suelos de la zona sureste se originaron a partir de depósitos marinos clásticos finos y localmente calizas.

De acuerdo con Holdridge (1996), las llanuras del Caribe sureste se ubican en las zonas de vida Bosque Húmedo Tropical, con un máximo de precipitación de 3785 mm.año⁻¹ en el sector de Siquirres y un mínimo de 3058 mm.año⁻¹ en el sector de Matama. La zona abarca las cuencas de los ríos Sixaola, Estrella, Banano, Moín, Matina, Madre de Dios, Pacuare y Reventazón y corresponden a Inceptisoles de origen aluvial (Fluventic Endoaquepts, Dystric Fluventic Eutrudepts, Fluvaquentic Epiaquepts, Fluvaquentic Eutrudepts), en su mayoría con altas concentraciones de bases (Eutricos), escasas propiedades ándicas, y con problemas de drenajes en algunos casos (Endoaquepts, Epiaquepts y Aquepts en las partes más bajas) (Arias et al. 2010a).

Mineralogía de las arcillas

En el Cuadro 5 y la Figura 1 se observa que en términos de abundancia relativa, la montmorillonita es el mineral arcilloso más abundante en todos los horizontes de los suelos de la región. En todos los casos el mineral primario más abundante es el cuarzo, en menor cantidad plagioclasas y en algunos casos se asocian con óxidos de hierro tipo ferrihidrita, magnetita y en un caso goethita. Los suelos se pueden agrupar en 2 suites mineralógicas, a saber:

Montmorillonita asociada con vermiculita y metahalosita (Perfiles SI-1, SI-2, MA-6, MA-7, MD-8 y RE-14).

Montmorillonita asociada con metahalosita (Perfiles ES-3 BA-4, MO-5, MD-9, PA-10, PA-11, PA-12y RE-13).

Montmorillonitas

Ocurrencia. Las montmorillonitas se encontraron en todos los suelos de las llanuras del Caribe sureste, con mayor abundancia y cristalinidad que en los suelos del Caribe noroeste. Se encontró siempre en mezcla con metahalosita y en algunos casos con vermiculita. Las cuencas donde se detectó la mayor abundancia relativa de montmorillonitas fueron: Estrella, Banano, Madre de Dios y Pacuare. En términos de distribución por horizontes, no se encontró un comportamiento consistente en cuanto a la abundancia relativa de este mineral, ya que fue variable en los diferentes horizontes de cada perfil. La presencia de arcillas 2:1 expandibles en suelos del Caribe sureste de Costa Rica fue documentada por Drosdoff y Pearson (1951), López (1963), Stotsky y Torrence (1963), Krezdorn et al. (1967) y Nieuwenhuyse (1996), en sedimentos sobre arrecifes de coral en Cahuita (Cortés 1981) y en la zona de Limón (Mora 2007).

Génesis. Las montmorillonitas se reportaron tanto en suelos de las llanuras de Caribe noroeste como sureste. Los suelos con mayor abundancia se presentaron en la zona sureste, la cual se caracteriza principalmente por estar fuertemente influenciada por rocas sedimentarias de Mesozoico-Cenozoico, mientras que el sector noroeste está ampliamente influenciado por rocas volcánicas del Cuaternario ricas en plagioclasas (Figura 3).

Las montmorillonitas se forman en condiciones de alto pH, alta actividad de sílice y abundancia de cationes básicos (Borchardt 1989). En Inceptisoles, las montmorillonitas pueden derivarse principalmente por herencia y en menor grado por neoformación y procesos de transformación (Wilson 1999). Se originan por procesos de hidrólisis de plagioclasas intermedias a sódicas de rocas volcánicas, o bien por actividad

hidrotermal en zonas volcanogénicas (Besoáñ 1985). Todos los suelos de las cuencas estudiadas tienen influencia de material volcánico, que contiene abundante cantidad de plagioclasas intermedias. Las llanuras de Caribe sureste contienen las cuencas con mayor abundancia de montmorillonita, diferencia que podría explicarse si se toma en cuenta que las rocas volcánicas de este sector son más viejas (Mesozoico-Cenozoico) que las del noroeste (Cuaternario), por lo que las plagioclasas y otros minerales contenidos en las rocas Terciarias del sureste han tenido más tiempo para realizar su transformación a montmorillonitas que las rocas volcánicas del noroeste, consecuentemente con mayor aporte de a los suelos correspondientes. Jongmans et al. (1994) indican que procesos hidrotermales en rocas andesíticas de la cordillera Central son los posibles responsables de la transformación de parte de minerales primarios a filosilicatos 2:1. Las montmorillonitas de los suelos bananeros tienen un origen en las zonas altas de la cordillera de Talamanca y su presencia en la planicie aluvial es por herencia.

Vermiculita

Ocurrencia. Una vez descartada la existencia de cloritas por tratamiento térmico a 500°C, en aquellas muestras con reflejos basales de alrededor de 14-15 Å se determinó la presencia de vermiculitas al solvatar las muestras con etilenglicol y permanecer este reflejo basal invariable (Figura 6).

Las vermiculitas siempre se presentaron acompañadas de montmorillonitas y en proporciones casi similares. Se encontraron solamente en las cuencas del Sixaola, Matina, Madre de Dios y en los suelos MD-8, PA-8 y en un horizonte del suelo SA-24. Esto significa que las vermiculitas se presentan especialmente en fincas ubicadas al sureste del río Reventazón y escasamente al noreste de este río. Los suelos con mayor cantidad de este mineral fueron MA-6, seguido de MA-7, MD-8, PA-10, SI-1 y SI-2. El horizonte Bw2 del suelo MO-5 también mostró la presencia de vermiculitas (Cuadro 5, Figura 1).

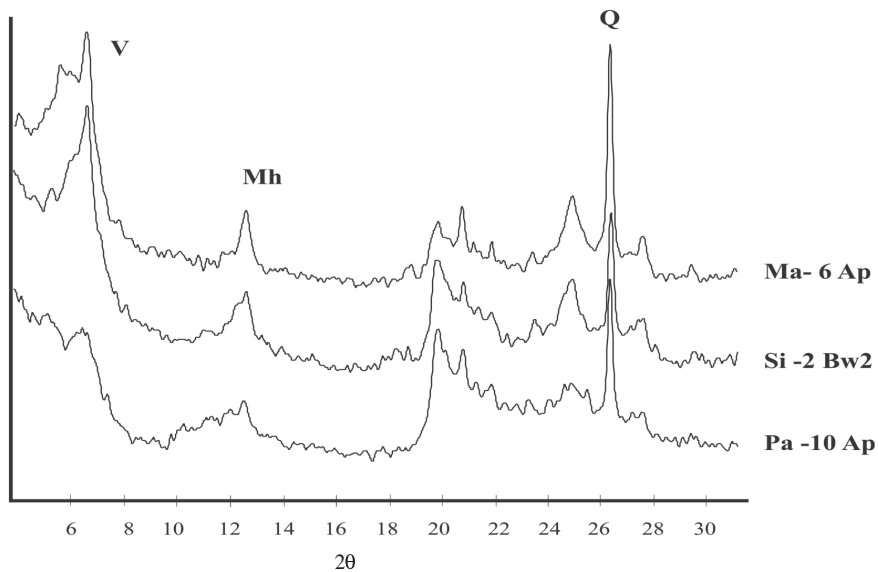


Fig. 6. Difractogramas de muestras glicoladas de 3 suelos bananeros en los que se identifican vermiculitas con grados variables de cristalinidad y otros minerales. Mh=Metahalosita; V=Vermiculita; Q=Quarzo.

En las llanuras de Caribe sureste, la presencia de vermiculitas fue documentada en suelos aluviales por Nieuwenhuyse (1996) y en Siquirres y Manila por Stotsky y Torrence (1963), lo que concuerda con la distribución de vermiculitas encontradas en este estudio.

Génesis. La presencia de vermiculitas en los suelos estudiados se localizan en las cuencas Sixaola (Si-1, Si-2), Moín (Mo-5), Matina (Ma-6, Ma-7), Madre de Dios (MD-8), Pacuare (PA-10) y Sarapiquí (Sa-24). El mecanismo de formación más común de la vermiculita es la transformación de la mica negra o biotita, basado en una acidólisis parcial en ambientes particularmente húmedos (Besoain 1985, Wilson 1999). En climas templados y medios ligeramente ácidos, la biotita del suelo se transforma en vermiculita di-trioctaédrica por pérdida progresiva de K interlamina y de Mg de la capa octaédrica; además, se produce una oxidación del hierro ferroso, con destrucción de dicha capa y posterior reorganización. La presencia de biotita como posible generadora de vermiculita, ocurre en las rocas intrusivas Terciarias aflorantes (granodioritas, dioritas y

monzonitas) en las partes altas de la cordillera de Talamanca. Sobre estos materiales, los procesos de meteorización indujeron la transformación de la mica en vermiculita, la cual quedó incorporada en los suelos de la llanura aluvial en las cuencas mencionadas. De esa manera un origen alóctono o de herencia podría explicar la presencia de vermiculitas.

La presencia de vermiculita en un horizonte de un perfil de la cuenca Sarapiquí, al noroeste del área de estudio y fuera de la influencia de las rocas intrusivas Terciarias ricas en biotita de la cordillera de Talamanca, podría explicarse como un proceso de transformación de ortopiroxenos aportados por las rocas volcánicas Cuaternarias de la cordillera Volcánica Central, las cuales tienen influencia directa sobre esta cuenca. La cantidad de ortopiroxenos en estas rocas volcánicas es relativamente baja (Alvarado 1989), lo cual podría explicar la poca presencia de vermiculita en estos suelos. Otro proceso que podría explicar la presencia de vermiculita es por transformación de esmectitas dioctaédricas de carga alta (Kautz y Ryan 2003).

Metahalosita

Las metahalositas de las llanuras del Caribe sureste presentaron menor abundancia y mayor cristalinidad que las encontradas en el Caribe noroeste (Cuadro 4). Las cuencas con mayor abundancia fueron Sixaola, Estrella, Moin y Pacuare y las de menor abundancia Matina y Madre de Dios. En el sector sureste no se han reportado metahalositas ya que solamente existen reportes de haloisita (López 1963, Krezdorn et al. 1967).

Clasificación taxonómica

La clasificación taxonómica a nivel de familia mineralógica agrupa los suelos en función de los minerales dominantes en la fracción fina (<0,002 mm); y por consiguiente permite hacer predicciones acerca del comportamiento del suelo y su respuesta al manejo (Soil survey Staff 2006). Los suelos estudiados se clasificaron dentro de las familias: 1) montmorillonítica, 2) vermiculítica 3) haloisítica (7 Å), 4) montmorillonítica-vermiculítica, 5) montmorillonítica-haloisítica, 6) montmorillonítica-vermiculítica-metahaloisítica y 7) montmorillonítica-gibbsítica (Cuadro 6). La

Cuadro 6. Clasificación taxonómica a nivel de familia mineralógica, en suelos cultivados con banano, ubicados en cuencas de las llanuras de Caribe.

Cuenca	Código	Familia mineralógica	Clasificación taxonómica
Caribe noroeste			
Reventazón	RE-15	Metahaloisítica	Fluventic Endoaquepts
	TO-16	Haloisítica-Gibbsítica	Typic Hapludands
Tortuguero	TO-17	Metahaloisítica	Fluvaquentic Eutrudepts
	TO-18	Metahaloisítica	Andic Eutrudepts
	TO-19	Metahaloisítica	Fluventic Dystrudepts
Chirripó	CH-20	Mixta (Montmorillonítica Metahaloisítica)	Andic Eutrudepts
	CH-21	Mixta (Montmorillonítica Metahaloisítica)	Aquandic Endoaquepts
	CH-22	Mixta (Montmorillonítica Metahaloisítica)	Andic Eutrudepts
Sarapiquí	SA-23	Metahaloisítica	Andic Eutrudepts
	SA-24	Metahaloisítica	Andic Eutrudepts
Caribe sureste			
Sixaola	SI-1	Mixta(Montmorillonítica (Vermiculítica metahaloisítica)	Dystric Fluventic Eutrudepts
	SI-2	Mixta Montmorillonítica (Vermiculítica metahaloisítica)	Dystric Fluventic Eutrudepts
Estrella	ES-3	Montmorillonítica	Dystric Fluventic Eutrudepts
Bananita	BA-4	Montmorillonítica	Fluvaquentic Epiaquepts
Moín	MO-5	Montmorillonítica	Fluventic Endoaquepts
Matina	MA-6	Vermiculítica	Fluventic Endoaquepts
	MA-7	Mixta (Montmorillonítica Vermiculítica)	Dystric Fluventic Eutrudepts
Madre de Dios	MD-8	Mixta (Montmorillonítica Vermiculítica)	Fluvaquentic Eutrudepts
	MD-9	Montmorillonítica	Fluventic Endoaquepts
Pacuare	PA-10	Vermiculítica	Fluvaquentic Eutrudepts
	PA-11	Montmorillonítica	Typic Udifluvents
	PA-12	Montmorillonítica	Fluvaquentic Eutrudepts
Reventazón	RE-13	Montmorillonítica	Dystric Fluventic Eutrudepts
	RE-14	Montmorillonítica	Fluvaquentic Eutrudepts

taxonomía de suelos (Soil Survey Staff 2006) no incluye ninguna familia como metahalosítica; sin embargo al ser predominante este mineral en la región de estudio, se propone crear esta familia en el sistema de clasificación ya que de lo contrario se tendrían que clasificar como otra arcilla 1:1, lo cual no corresponde a la descrita.

En la Figura 7 se muestra una distribución preliminar de familias mineralógicas para los suelos bananeros del Caribe de Costa Rica. De acuerdo con este mapa se tiene que desde los ríos Silencio y Vueltas hacia el sureste la familia mineralógica dominante es la esmectítica, sea esta sola o mezclada con la vermiculítica en el

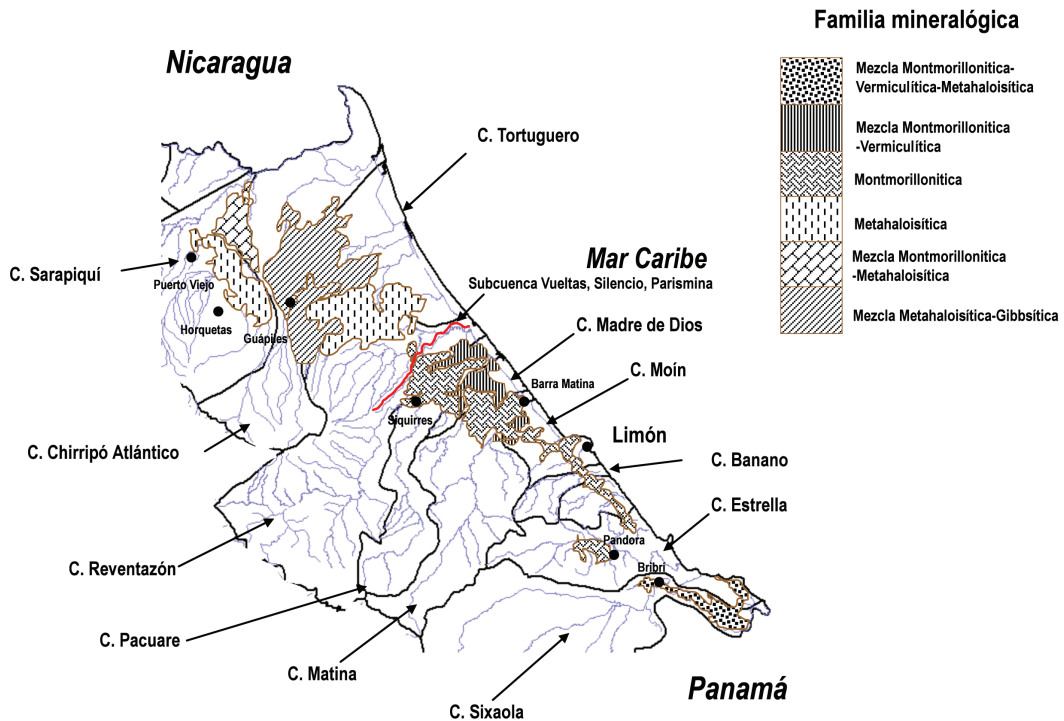


Fig. 7. Distribución aproximada de familias mineralógicas en suelos bananeros de las llanuras aluviales del Caribe de Costa Rica.

sector de Pacuare, Matina y Madre de Dios o mezclada con metahalosítica (7 \AA) en el sector de Sixaola. Por su parte en el sector noroeste de los citados ríos, la familia dominante es la metahalosítica (7 \AA), seguida por la mezcla metahalosítica-esmectítica en el sector de Sarapiquí y en mucho menor cantidad por la familia gibbsítica ubicada en las cercanías de las Lomas de Sierpe.

De acuerdo con este mapa los suelos al sureste de los ríos Vueltas, Silencio y Parismina, tendrían características químicas y físicas propias de de arcillas 2:1; mientras que los suelos al

noreste características similares a arcillas 1:1 y sesquióxidos. Arias et al. (2010a) y López y Solís (1991) encontraron diferencias en características químicas en ambos sectores, y reportan que los suelos del sureste presentan mayor CIC, sumatoria de bases, menor retención de fosfatos y mayor pH. Más aún, según Sánchez y Zúñiga (2005) en un reporte de estadísticas de la Corporación Bananera Nacional, durante los años 1994 y 2004 las fincas con mayores productividades se localizan en Limón, Matina y Siquirres, las cuales se ubican al sureste de los ríos Vueltas y Silencio y

las fincas con menor productividad en los cantones de Guácimo, Pococí y Sarapiquí, que es el más productivo de los 3. En el caso de las fincas de Sarapiquí su mayor productividad respecto a los demás suelos con influencia metahaloisítica se puede explicar por el aporte de minerales esmectíticos.

CONCLUSIONES

Los suelos bananeros de la zona Caribe de Costa Rica se pueden agrupar de acuerdo a su mineralogía en suelos metahaloisíticos (región noroeste) y suelos esmectíticos (región sureste) y el límite geográfico entre estas dos unidades mineralógicas lo definen los causes de los ríos Silencio, Vueltas y Parismina.

En el sector Noroeste, las metahalositas encontradas presentaron reflejos basales amplios, irregulares y débiles lo cual se debe a que son desordenadas y poseen cristales pequeños y capas interstratificadas con diferentes estados de hidratación y se encuentra principalmente asociada con montmorillonita y en menor ocurrencia con óxidos de hierro y gibbsita.

Aunque existen varias hipótesis sobre la génesis de las metahaloisita, se considera que su origen se explica por herencia a partir de meteorización de plagioclasas vía alteración hidrotermal en la cordillera Volcánica Central con posterior arrastre a la llanura aluvial, a partir de materiales volcánicos que se convierten rápidamente a haloisita (10 Å) y de allí a metahaloisita (7 Å) y por formación in situ a partir de meteorización de plagioclasas.

Aunque en la zona noroeste se detectaron suelos con alta retención de fosfatos, la ocurrencia de alófana fue escasa y solo se reportó en el sector de Lomas de Sierpe y Río Frío.

La gibbsita se encontró principalmente en suelos con alta retención de fosfatos y en algunos casos con alófana, lo que sugiere que su origen se explica a partir de meteorización vía desbasificación y desilicación de materiales volcánicos y plagioclasas recientes.

En la región sureste, la arcilla predominante fue la montmorillonita, la cual se encontró asociada con vermiculita y metahaloisita. En esta zona, la montmorillonita presenta mayor cristalinidad que la encontrada en la zona noroeste, aunque no alcanza a orientarse lo suficiente como para que los suelos presenten propiedades de contracción y dilatación.

Las montmorillonitas de las llanuras aluviales son heredadas; se forman en las partes altas de las cordilleras circundantes a partir de partir de procesos de alteración hidrotermal de plagioclasas intermedias a sódicas de rocas volcánicas y como impurezas remanentes en las formaciones sedimentario marinas.

La mayor ocurrencia de montmorillonita en las llanuras de Caribe sureste, se explica como resultado de la meteorización de los materiales geológicos sedimentarios de la cordillera de Talamanca, como las calizas, calcarenitas de grano medio y lutitas. Además, es probable que las rocas volcánicas de mayor edad en este sector (Mesozoico-Cenozoico) que en el sector noroeste (Cuaternario), hayan tenido más tiempo para realizar su transformación.

La vermiculita encontrada en suelos bajos de las cuencas de los ríos Sixaola, Matina, Madre de Dios, Moín y Pacuare es heredada, ya que posiblemente se originó en las partes altas de la cordillera de Talamanca a partir de la transformación de biotita por medio de acidólisis parcial en ambientes particularmente húmedos.

Debido a la poca edad de los suelos aluviales, se considera que la mayoría de las arcillas encontradas en los mismos son heredadas de los materiales depositados procedentes de áreas adyacentes.

LITERATURA CITADA

- ALVARADO A., ACUÑA O. 2007. Ecological relationships between soil organisms and soil characteristics in Costa Rica. In: Asociación Costarricense de la Ciencia del Suelo (ed.). V Congreso Nacional de Suelos. Heredia, Costa Rica. Asociación Costarricense de la Ciencia del Suelo (ed.). V

- Congreso Nacional de Suelos. 24 p (Documento electrónico).
- ALVARADO G.E. 1989. Los volcanes de Costa Rica. 1a ed., EUNED, San José, Costa Rica. 175 p.
- ANDERSON M.S., BYERS H.G. 1931. Character of the colloidal materials in the profiles of major soil groups of the United States. U.S. Dept. Agr. Tech. Bull. 228 p.
- ARAYA M., VARGAS A., CHÉVEZ A. 1998. Changes in distribution of roots of banana (*Musa AAA*, Cv Valery) with plant height, distance from the pseudostem, and soil depth. *Journal of Horticulture Science & Biotechnology* 73(4):437-440.
- ARAYA M., BLANCO F. 2001. Changes in the stratification and spatial distribution of the banana (*Musa AAA*, Cv Gran Naine) root system of poor, regular and good developed plants. *Journal of Plant Nutrition* 21(11):1679-1693.
- ARIAS F., MATA R., ALVARADO A., SERRANO E., LAGUNA J. 2010A. Caracterización química y taxonómica de algunos suelos cultivados con banano en las llanuras aluviales del Caribe de Costa Rica. *Agronomía Costarricense* 34(2): 177-195.
- BERTSCH F. 1986. Manual para interpretar la fertilidad de los suelos de Costa Rica. Oficina de Publicaciones de la Universidad de Costa Rica. San José, Costa Rica. 76 p.
- BESOAÍN E. 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. San José, CR, IICA. 1216 p. Serie de Libros y Materiales Educativos; N°. 60. 1205 p.
- BERGOING J.P. 2007. Geomorfología de Costa Rica. 2da ed. San José Costa Rica, Librería Francesa. 328 p.
- BLACKMORE L.C., SEARLE P.L., DALY B.K. 1987. Methods of chemical analysis of soils. New Zealand Soil Bureau. Lower Hutt, New Zealand. Scientific Report. 80 p.
- BORCHARDT G. 1989. Smectites, pp 675-727. In: J.B. Dixon and S.B. Weed ed. Mineral in Soils Environments. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin.
- BROWN G., BRINDLEY G.W. 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification, pp. 305-356. In: G.W. Brindley y G. Brown (ed.) Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineral Society Monograph N°. 5. London.
- BUURMAN P., DE BOER K., PAPE T.H. 1997. Laser diffraction grain-size characteristics of Andisols in perhumid Costa Rica: the aggregate size of allophone. *Geoderma* 78:71-91.
- CHAPMAN H.D. 1965. Cation-exchange capacity, pp. 814-901. In: C.A. Black (ed.). Methods of soil analysis: Chemical and microbiological properties. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy. Agronomy Series N°. 9, Part 2.
- CORTÉS J. 1981. The coral reef at Cahuita, Costa Rica, a reef under stress. M.S. thesis. Hamilton, Ontario, Canada, McMaster University. 176 p.
- DENYER P., MONTERO W., ALVARADO G. 2003. Mapa geotectónico de Costa Rica. 1a ed., San José Costa Rica. Editorial UCR. 79 p.
- DÓNDOLI C., DENGÓ G., MALAVASSI E. 1968. Mapa geológico de Costa Rica. San José, Dirección de Geología, Minas y Petróleo. Esc. 1:700000 color.
- DROSDOFF M., PEARSON R.W. 1951. Soil and leaf análisis in relation to abaca production in Central America. IICA. Abaca Research Report N°. 5. 25 p.
- EKLUND T.J., MCDOWELL W., PRINGLE C.M. 1997. Seasonal patterns in tropical precipitation chemistry: La Selva, Costa Rica. *Atmospheric Environment* 31:3903-3910.
- GENEREUX D.P., PRINGLE C.M. 1997. Chemical and mixing model of streamflow generation at La Selva Biological Station, Costa Rica. *Journal of Hydrology* 199:319-330.
- GENEREUX D.P., WOOD S.J., PRINGLE C.M. 2002. Chemical tracing of interbasin groundwater transfer in the lowland rainforest of Costa Rica. *Journal of Hydrology* 258:163-178.
- GRIEVE I.C., PROCTOR J., COUSINS S.A. 1990. Soil variation with altitude on Volcan Barva, Costa Rica. *Catena* 17:525-534.
- HEYMAN G.G. 1997. Sediment transfer in the Río Pacuare watershed and neighboring basins of Costa Rica. Tesis Doctorado. The University of Tennessee, Knoxville, TN (USA). 172 p.
- HENDRY C.D., BERISH C.W., EDGERTON E.S. 1984. Precipitation chemistry at Turrialba, Costa Rica. *Water Resources Research* 20, 1677-1684.
- HOLDRIDGE L.R. 1996. Ecología basada en zonas de vida. 4ª. Reimpresión. San José, Costa Rica. IICA. 216 p.

- HOLDRIDGE L.R., GRENKE W., HATHEWAY W.H., LIANG T., TOSI J.A. 1971. Forest environments in tropical life zones: a pilot study. Pergamon Press, Oxford. 747 p.
- JIMÉNEZ T. 1972. Génesis, clasificación y capacidad de uso de algunos suelos de la Región Atlántica de Costa Rica. Tesis de Ingeniero Agrónomo, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica. 180 p.
- JONGMANS A.G., van OORT E., JAUNET A., van DOESBURG J.D. 1994. Inheritance of 2:1 phyllosilicates in Costa Rican Andisols. *Soil Science Society of America Journal* 58:494–501.
- JONGMANS A.G., VERBURG, P., NIEUWENHUYSE A., van OORT F. 1995. Allophane, imogolite and gibbsite in a Costa Rican Andisol. *Geoderma* 64:327–342.
- JORDAN M.T. 2003. Effects of water interbasin groundwater transfer on water and chemical budgets in lowland tropical watersheds-La Selva, Costa Rica. Tesis de maestría, Marine, Earth, and Atmospheric Sciences, North Carolina State University. Raleigh, North Carolina. 192 p.
- JOUSSEIN E., PETIT S., CHURCHMAN J., THENG B., RIGHI D., DELVAUX B. 2005. Halloysite clay minerals—a review. *Clay Minerals* 40:383-426.
- KAUTZ C., RYAN P. 2003. The 10 Å to 7 Å halloysite transition in a tropical soil sequence, Costa Rica. *Clays and Clay Minerals* 51 (3):252-263.
- KLEVER M., SCHWENDENMANN L., VELDKAMP E., RÖBNER J., JANH R. 2007. Halloysite versus gibbsite: silicon cycling as a pedogenetic process in two lowland neotropical rain forest soils of La Selva, Costa Rica, *Geoderma* 138:1-11.
- KREZDORN A.H., ROBERTSON W.K., REUSS L.A. 1967. Potential for citrus production in Costa Rica' Atlantic Zone. University of Florida/AID Mimeo Report. 31 p.
- LARA F. 1970. Problemas y procedimientos bananeros en la zona Atlántica de Costa Rica. San José, Costa Rica. Hermanos Trejos. 12 p.
- LÓPEZ A., SOLÍS P. 1991. Contenidos e interacciones de los nutrimentos en tres zonas bananeras de Costa Rica. *CORBANA* 15 (36):25-32.
- LÓPEZ C.A. 1963. Identificación y clasificación de los minerales de arcilla presentes en nueve suelos de Costa Rica. Tesis Ing. Agr. San José, Costa Rica, Universidad de Costa Rica. 56 p.
- LUIJCKX F., ZUNNENBERG W. 1992. Geomorphology and soils of the areas Limón-Cahuita, Atlantic Zone of Costa Rica. Report. Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza/Atlantic Zone Programme (Costa Rica). N°. 5. 55 p. Turrialba. CATIE. CR.
- MEHRA O., JACKSON M.L. 1960. Iron oxides removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate, pp 317-327. In: Proc. 7th Clay Conf. (eds.). Clays and Clay Mineralogy. NY.
- MEIJER E.L., BUURMAN P. 2003. Chemical trends in a perhumid soil catena on the Turrialba volcano (Costa Rica). *Geoderma* 117:185-201.
- MIYAMURA S. 1975. Recent crustal movements in Costa Rica disclosed by releveling surveys. *Tectonophysics* 29:191-198.
- MIZOTA C., van REEUWIJK L.P. 1989. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. Int. Soil Reference and Information Centre, Wageningen, the Netherlands. Soil Monograph 2. 185 p.
- MORA R. 2007. Suelos expansivos de la ciudad de Limón, Costa Rica: Caso urbanización Quiribrí. Proyecto Fundevi 0960. Servicios especializados de Laboratorio de Suelos y Rocas (SELSYR) FUNDEVI, Universidad de Costa Rica. 28 p.
- MOORE D.M., REYNOLDS R.C. 1997. X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. 2 ed. Oxford, NY, Oxford University Press. 378 p.
- NATIONAL SOIL SURVEY CENTER. 2002. Field book for describing and sampling soils (Version 2.0). Washington, USA. Natural Resources Department of Agriculture. United States, Department of Agriculture.
- NAKAMURA M.T., SHERMAN G.D. 1965. The genesis of halloysite and gibbsite from mugarite on the island of Mani. *Tech Bull. Hawaii Agric. Exper. Station* 62. 35 p.
- NELSON D.W., SOMMERS L.E. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter, pp. 539-279, In: A.L. Page, R.H. Miller, R. Keeney (eds.). *Methods of soil analysis: chemical and microbiological properties*. 2 ed. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy. Agronomy Series N°. 9, part 2.

- NIEUWENHUYSE A. 1996. Soils, geology and soil related sustainability aspects of the perhumid tropical Limon basin, Costa Rica. Guápiles, Costa Rica, CATIE. Serie Técnica N°. 272. 80 p.
- NIEUWENHUYSE A., JONGMANS A.G., van BREEMEN N. 1993. Andisol formation in Holocene beach ridge plain under the humid climate of Atlantic coast of Costa Rica. *Geoderma* 57:423-442.
- NIEUWENHUYSE A., JONGMANS A.G., van BREEMEN N. 1994. Mineralogy of a Holocene chronosequence on andesitic beach sediments in Costa Rica. *Soil Science Society of America Journal* 58(2):485-494.
- NIEUWENHUYSE A., van BREEMEN N. 1997. Quantitative aspects of weathering and neof ormation in selected Costa Rican volcanic soils. *Soil Science Society of America Journal* 61:1450-1458.
- OLSEN S.R., SOMMERS L.E. 1982. Phosphorus, pp. 403-430. In: A.L. Page, R.H. Miller, R. Keeney (eds.). *Methods of soil analysis: chemical and microbiological properties*. 2nd. ed. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy. Agronomy Series N°. 9, part 2.
- PRINGLE C.M., PAABY P., VAUX P.D., GOLDMAN C.R. 1986. In situ nutrient assays of periphyton growth in a lowland Costa Rican stream. *Hydrobiology* 134:207-213.
- PRINGLE C.M., TRISKA F.J., BROWDER G. 1990. Spatial variation in basic chemistry of streams draining a volcanic landscape on Costa Ricas's Caribbean slope. *Hydrobiology* 206:73-85.
- PRINGLE C.M., ROWE G.L., TRISKA F.J., FERNÁNDEZ J.L., WEST J. 1993. Landscape linkages between geothermal activity, solute composition, and ecological response in streams draining Costa Ricas's Atlantic slope. *Limnology and Oceanography* 38:753-774.
- QUANTIN P., BALESSENT J., BOULEAU A., DELAUNE M., FELLER C. 1991. Premier stades d'aheriation de ponces volcaniques en climat tropical humide. (Montagne Pelee, Martinique). *Geoderma* 50:125-148.
- SÁNCHEZ O.R., ZÚÑIGA M.M. 2005. Costa Rica: Informe anual de exportaciones de banano 2004. San José, CR. Dirección de Política Bananera y Estadísticas. Corporación Bananera Nacional S.A. 56 p.
- SERRANO E. 2003. Banana soil acidification in the Caribbean coast of Costa Rica and its relationship with increased aluminium concentrations. Turner, D.W. (ed.); Rosales, F.E. (ed.). *Banana Root System: towards a better understanding for its productive management*. Proceedings of an international symposium held in San José, Costa Rica, 3-5 November 2003.
- SIEFFERMANN G., MILLOT G. 1969. Equatorial and tropical weathering of recent basalts from Camereroon: allophanes, halloysite, metahalloysite, kaolinite and gibbsite, pp. 417-430. In. *Proc. Int. Clay Conf., Tokio, Japan. Vol 1.*
- STOORVOGEL J., EPPINK G.P. 1995. Atlas de la zona Atlántica Norte de Costa Rica. Guápiles, Costa Rica. Programa Zona Atlántica (CATIE/UAV/MAG).
- STOTZKY G., TORRENCE R. 1963. Soil mineralogy in relation to spread of fusarium wilt of banana in Central America. *Plant and Soil* 16(3):317-337.
- SOIL SURVEY STAFF. 2006. Keys to soil taxonomy. 9th. ed., Washington, USA. Natural Resources Department of Agriculture. United States, Department of Agriculture. 321 p.
- SUDO T., SHIMODA S. 1978. Developments in sedimentology, 26: Clays and Clay Minerals of Japan. Elsevier. Tokio. 326 p.
- WADA K. 1980. Mineralogical characteristics of Andisols, pp. 87-107. In: B.K.G. Theng (ed.). *Soils with variable charge*. New Zealand Soc. Soil Sci. Offset Publications, Palmerston North, New Zealand.
- WADA K. 1989. Allophane and imogolite, pp. 1051-1087. In: J.B. Dixon and S.B. Weed (eds.). *Minerals in Soil Environment*. 2nd ed. SSSA Book Series, 1. Madison, WI.
- WHITTIG L.D., ALLARDICE W.R. 1986. X-ray diffraction techniques, pp. 331-359. In: Klute, A. (ed.). *Methods of soil analysis: Physical and Mineralogical Methods*. 2nd ed. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy. Agronomy Series N°. 9, part 1.
- WILSON M.J. 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals*. 34:7-25.
- WINOWIECKI L. 2008. Soil biochemical patterns in the Talamanca foothills, Costa Rica: local soil knowledge and implications for agroecosystems. Ph. D. Dissertation, Ohio University/ Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza. USA. 172 p.