

MINERALOGÍA DE SUELOS DESARROLLADOS SOBRE RIOLITAS EN EL SURESTE ESPAÑOL(MAZARRÓN, MURCIA).

Roque ORTIZ SILLA, María T. FERNÁNDEZ TAPIA, María J. DELGADO INIESTA.

Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química. Universidad de Murcia. Apart. 4021-30100 MURCIA.

Abstract: The mineralogical composition of the parent rock, fine sand and clay of a haplic Calcisol, an eutric Regosol and two calcic Kastanozems developed from rhyolites in aridic-thermic pedoclimatic conditions are studied.

The heavy fraction of fine sand is relatively abundant and the major minerals are biotite, apatite and garnet with minor proportion of zircon, spinel, epidote, tourmaline, glaucophane, corundum and muscovite.

The phyllosilicates of the clay fraction are smectite and illite and small amounts of kaolinite. It has been verified the smectites are mainly made up of montmorillonite, that generally is of high charge, although has been detected also a member of the beidellite-nontronite series. There are not important qualitative nor quantitative differences of some profiles to other. A slight reduction of kaolinite percentage has been found at the deeper horizons.

After considering the mineralogy of the underlying rocks and fine sand, the phyllosilicates present in the soil have been interpreted as a consequence of the primary minerals transformation. Several aspects concerning the genesis of sheet silicates are discussed.

Key words: rhyolite, mineralogy, South-east of Spain, smectites, Calcisoles, Regosoles, Kastanozems.

Resumen: Se estudia la composición mineralógica del material original, arena fina y arcilla de un Calcisol háptico, un Regosol eútrico y dos Kastanozems cálcicos desarrollados a partir de riolitas en condiciones edafoclimáticas árido-térmicas.

La fracción pesada de la arena fina es relativamente abundante y los minerales mayoritarios son biotita, apatita y granate y en menor proporción circón, espinela, turmalina, glaucofana, corindón y moscovita.

Los filosilicatos de la fracción arcilla son esmectita e illita y pequeñas cantidades de caolinita. Se ha comprobado que las esmectitas están constituidas principalmente por montmorillonita, que casi siempre es de alta carga, aunque también se ha detectado la presencia de un término de la serie beidellita-nontronita. No se aprecian diferencias cuantitativas ni cualitativas importantes de unos perfiles a otros. Se ha observado un ligero descenso de caolinita en profundidad.

Teniendo en cuenta la mineralogía de las rocas subyacentes y de la fracción arena fina, se considera que los filosilicatos presentes en el suelo resultan de la transformación de los minerales primarios, discutiéndose diversos aspectos sobre la génesis de dichos silicatos laminares.

Palabras clave: riolita, mineralogía, Sureste de España, esmectitas, Calcisoles, Regosoles, Kastanozems.

INTRODUCCIÓN

En el Sureste de España aparece ampliamente representado un vulcanismo neógeno en el que pueden reconocerse cuatro grandes conjuntos petrológicos, siendo el de naturaleza calcoalcalina-potásica y shosonítica especialmente abundante en el sector meridional de la Región de Murcia, en el término municipal de Mazarrón.

La meteorización físico-química de estas rocas y los procesos de edafogénesis en unas condiciones climáticas de tipo mediterráneo semiárido han originado suelos con perfil A-C y A-C(R), en los que el horizonte superficial pasa gradualmente a la roca madre, a veces poco consolidada debido a la alteración supergénica. En frecuentes ocasiones se aprecia en profundidad una acumulación de carbonato cálcico. Suelos desarrollados a partir de diferentes tipos de rocas volcánicas neógenas han sido estudiados anteriormente en el sureste español sobre materiales calcoalcalinos (Aguilar *et al.*, 1973; Fernández *et al.*, 1977), lamproíticos (Alfás *et al.*, 1983; Martínez *et al.*, 1986) y calcoalcalinos potásicos (Alfás y Linares, 1966).

En los alrededores de Mazarrón aparecen afloramientos peculiares de riolitas que presentan, según los lugares, un enriquecimiento en micas, especialmente biotita, cordierita o sanidina, y que han sufrido alteraciones hidrotermales. Estas particulares características de las rocas volcánicas hacen que sea de interés el estudio de los suelos desarrollados a partir de ellas para conocer tanto su tipología y los procesos que han afectado a su formación, como la alteración y evolución que han sufrido los minerales primitivos de las rocas en su incorporación al suelo.

Con este fin, se presentan en este trabajo las propiedades y características analíticas generales necesarias para una adecuada clasificación de los suelos y el estudio mineralógico del material original y de la fracciones arena fina y arcilla extraídas de los distintos horizontes de perfiles representativos formados a partir de estas riolitas.

MÉTODOS EXPERIMENTALES

Se han determinado los contenidos en carbono orgánico (Duchaufour, 1975), carbonato cálcico equivalente (calcímetro de Bernard), capacidad de cambio catiónico (Chapman, 1965), pH (Peech, 1965), conductividad eléctrica del extracto de saturación (Bounfils, 1967), nitrógeno total (Duchaufour, 1975) y textura siguiendo el método de sedimentación y extracción con pipeta de Robinson. La fracción arcilla (< 2µm) se obtuvo tras la dispersión de las muestras después de haber eliminado los carbonatos (Ostrom, 1961) y la materia orgánica (Kunze, 1965).

Los diagramas de rayos X se han obtenido con difractómetro Philips modelo PW-1130/00, provisto de goniómetro, monocromador y panel de registro, empleándose radiación CuK α y filtro de Ni. Se realizaron los diagramas de polvo y agregado orientado de todas las muestras. Para estos últimos se saturaron previamente con magnesio y potasio (Jackson, 1956), se solvataron con etilenglicol y glicerol (Bradley, 1945 y Brindley, 1966) y se sometieron a calentamiento a 550^o C durante dos horas (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961). Debido a la abundancia de esmectitas en todas las muestras ha sido necesario saturar con litio y realizar los tratamientos según Green-Kelly (1953). Se efectuó la estimación semicuantitativa de los filosilicatos según Martín Pozas, (1968).

Las riolitas y la fracción arena fina (50-250µm), se estudiaron por microscopía de polarización, eliminando previamente en esta última los carbonatos, materia orgánica y óxidos de hierro y separando con bromoformo las fracciones pesada y ligera.

SUELOS

Se han seleccionado cuatro pedones de suelos con grado de evolución distinta, aunque todos ellos de perfil A-C o A-C(R), desarrollados a partir de riolitas más o menos micáceas. La situación de dichos perfiles viene representada en la figura 1.

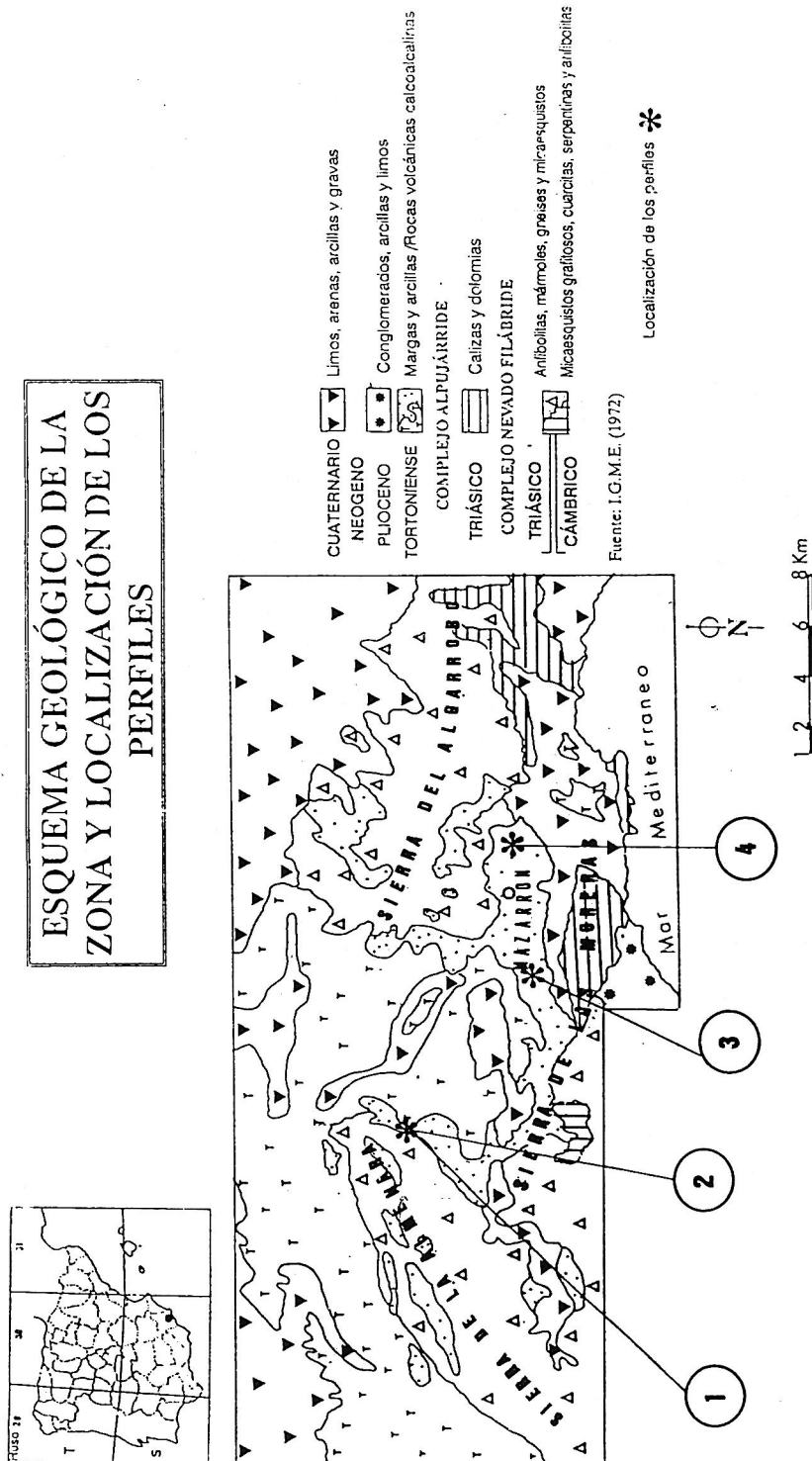


Figura 1. Localización geográfica de los perfiles estudiados.

El área se encuentra situada geológicamente en el sector suroriental de la zona Bética s.str., el más meridional de los dominios que se distinguen en las Cordilleras Béticas. Con posterioridad al plegamiento alpino que originó la formación de los complejos estructurales Alpujarride y Nevado-Filábride que caracterizan dicha zona, se produjeron en la comarca una serie de fracturas que facilitaron la existencia de frecuentes erupciones volcánicas a finales del Mioceno, que dieron lugar a los afloramientos ígneos presentes en la cuenca de Mazarrón. Estos materiales han sido estudiados, desde el punto de vista petrológico, por López y Rodríguez (1980) y Larouziere (1985).

El clima de la zona es de tipo mediterráneo semiárido con inviernos templados, con unos valores medios anuales de temperaturas de 18°C y 270 mm de precipitación. El edafoclima de los suelos está caracterizado, según USDA (1990), por un régimen de humedad árido y de temperatura térmico.

El territorio donde se sitúan los perfiles se encuadra biogeográficamente en la Provincia Murciano-Almeriense, sector Almeriense, subsector Almeriense-Oriental (Alcaraz et al., 1991). Presenta termotipo Termomediterráneo inferior y ombrótipo semiárido. La vegetación madura que aparece ocupando las laderas más o menos escarpadas y pedregosas son espinares de cornical, donde son frecuentes *Periploca laevigata*, *Chamaerops humilis*, *Asparagus horridus*...etc. Mientras que en las zonas más deprimidas aparecen espinares de *Ziziphus lotus*. Entre las etapas de sustitución cabe destacar los tomillares, que son ricos en elementos característicos o diferenciales de este subsector, así es frecuente encontrar *Sideritis ibanyezii*, *Teucrium lanigerum*, *Helianthemum almeriense* subsp. *scopulorum*, *Thymus hyemalis*, *Teucrium murcicum*. Alternando con estos tomillares y ocupando los suelos con perfil más desarrollado aparecen pastizales vivaces dominados por el esparto (*Stipa tenacissima*) y algunas otras gramíneas como *Brachypodium retusum*, *Dactylis hispanica*, *Helictotrichon filifolium* etc.

En las Tablas 1 y 2 aparecen, respectivamente, las características macromorfológicas más importantes y las determinaciones analíticas generales.

Se trata de suelos relativamente bien provistos de materia orgánica, teniendo en cuenta las condiciones climáticas, debido a que se encuentran bajo vegetación natural. Los contenidos en nitrógeno guardan relación con la materia orgánica, presentando un decrecimiento progresivo de ambos en profundidad. La mayoría de los horizontes tienen carbonato cálcico con unos aumentos significativos según se profundiza en los perfiles que, junto a las características macromorfológicas, demuestran la presencia de horizontes diagnósticos de tipo cálcico. Los valores de pH medidos en agua están próximos a 8, como corresponde a suelos carbonatados. La conductividad eléctrica del extracto de saturación es baja con unos valores ligeramente superiores en profundidad. La capacidad de cambio catiónica es moderada de acuerdo con los contenidos en arcilla y en materia orgánica, encontrándose el complejo de cambio saturado. Finalmente los resultados del análisis granulométrico muestran que hay un cierto equilibrio entre las fracciones arcilla y limo y un claro predominio de la fracción arena.

Atendiendo a las características macromorfológicas y analíticas se distinguen en estos suelos horizontes superficiales móllico (perfiles 2 y 4) y ócrico (perfiles 1 y 3). Mientras que el perfil 1 se encuentra desprovisto de carbonatos, los tres restantes presentan en profundidad un horizonte de acumulación de carbonato cálcico lo suficientemente intenso como para darle el carácter de horizonte cálcico. Atendiendo a estos horizontes diagnósticos los suelos se han clasificado (FAO-UNESCO, 1988) como Calcisol háplico (perfil 3), Regosol eútrico (perfil 1), y Kastanozems cálcicos (perfiles 2 y 4).

ESTUDIO MINERALÓGICO

Mineralogía de las rocas

Tabla 1. Descripción macromorfológica simplificada.

TEXTURA: f :franca; fa: franco-arenoso; faa: franco-arcillo-arenoso; ESTRUCTURA: Clase: f: fina; m: media; c: gruesa; Grado: 0: sin estructura, 1: débil, 2: moderada; Forma: sbk: poliédrica subangular; CONSISTENCIA: Húmedo: ml: suelto; mvfr: muy friable; mfr: friable; Seco: dl: suelto; ds: blando; dsh: ligeramente duro; dh: duro; MANCHAS: f: pocas; c: comunes; l: pequeñas; d: definidas; b: blanquecinas. ; LIMITE: n: neto; g: gradual; b: brusco; p: plano; i: irregular; in: interrumpido.

PERFIL Coordenadas	HORIZONTE	PROF. (cm)	COLOR		TEXTURA	ESTRUCTURA	CONSISTENCIA		MANCHAS	LÍMITE
			Húmedo	Seco			Húmedo	Seco		
P1 XG401684	A	0-16	7.5YR3/3	7.5YR5/4	fa	fm2sbk	mfr	dsh	-	np
	AC	16-38	7.5YR5/4	7.5YR6/4	faa	f1sbk	mvfr	ds	-	g1
	C	38-83	7.5YR5/4	7.5YR3/3	fa	0	ml	dl	-	b1
P2 XG401684	A	0-20	7.5YR3/2	7.5YR5/3	fa	fm2sbk	mvfr	dh	-	np
	AC	20-32	7.5YR5/4	7.5YR6/3	faa	c2sbk	mfr	dsh	f1db	g1
	CK	32-52	7.5YR5/4	7.5YR6/4	f	0	mfr	dsh	c1db	bp
P3 XG455532	A	0-14	7.5YR3/2	7.5YR5/2	f	fm2sbk	mfr	dsh	-	bp
	CK&R	14-56	10YR5/4	10YR7/2	faa	0	mfr	ds	c1db	bin
P4 XG515530	A	0-19	7.5YR2.5/2	7.5YR5/3	faa	fm2sbk	mfr	dsh	-	np
	AC	19-42	7.5YR3/2	7.5YR7/3	faa	fm1sbk	mvfr	dsh	-	gin
	CK&R	42-72	10YR5/2	10YR7/2	f	0	mvfr	dl	c1db	bin
	R	+72	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 2. Resultados analíticos generales.

PERFIL	HORIZONTE	C g Kg ⁻¹	N g Kg ⁻¹	CO, Ca g Kg ⁻¹	pH		T cmol kg ⁻¹	C.E. dS m ⁻¹	Granulometría %		
					H ₂ O	ClK			arcilla	Limo	arena
P1	A	24	1.3	0	7.6	6.9	15.5	0.49	18.3	19.4	62.3
	AC	13	0.7	0	7.9	6.6	19.7	0.37	20.6	12.9	66.9
	C	3	0.2	5	8.0	6.4	15.1	0.23	10.6	7.8	81.6
P2	A	28	1.4	29	8.4	6.5	22.9	0.47	17.4	20.2	56.9
	AC	24	1.3	181	8.2	7.1	25.1	0.21	31.3	23.3	45.4
	CK	16	1.1	396	8.4	7.2	25.5	0.77	7.7	59.1	33.2
P3	A	36	1.3	163	8.4	7.3	24.1	0.32	19.6	30.0	50.4
	CK&R	5	1.1	353	8.2	7.3	16.9	1.00	21.6	25.0	53.4
P4	A	16	1.4	0	8.0	7.0	29.1	0.49	19.1	21.0	59.9
	AC	15	0.8	12	7.8	6.8	29.2	0.93	24.3	25.5	50.2
	CK&R	13	0.6	198	8.1	7.4	23.8	1.29	25.5	26.5	48.0

Las rocas subyacentes presentan una textura porfídica con matriz que varía de hipocristalina a casi vítrea, con escasos microcristales de feldespatos y micas. Los fenocristales son de plagioclasa, biotita, cuarzo y sanidina, si bien este último mineral no se ha observado en la roca del perfil 4. La plagioclasa aparece en cristales de distinto tamaño y diversamente maclados y zonados. En las rocas más alteradas son frecuentes los cristales en los que sólo quedan los contornos, que en algunos casos están rellenos de calcita. La sanidina se encuentra en cristales tabulares y redondeados, generalmente de tamaño grande y con inclusiones de circón, apatito, cuarzo y biotita. En ocasiones presenta fracturas rellenas de material criptocristalino. El cuarzo, bastante abundante, tiene formas ovoides o redondeadas y está muy fracturado. La biotita, mineral mayoritario junto con la plagioclasa, aparece en cristales alargados, con líneas de exfoliación en la dirección larga del cristal bien visibles y con apatito y circón como inclusiones más frecuentes. En las rocas de los perfiles 3 y 4, riolitas muy micáceas, se observa una textura fluidal de este mineral así como numerosos cristales totalmente negros. Como minerales accesorios aislados en la matriz aparecen apatito, muy frecuente, circón, espinela y escasas menas metálicas.

En la roca del perfil 1 se han identificado algunos cristales subidiomorfos y agrietados de cordierita con inclusiones orientadas de opacos, biotita y cristales aciculares enmadejados de silimanita.

Mineralogía de la fracción arena fina

Los minerales pesados de la fracción arena fina de estos suelos son relativamente abundantes, llegando en el horizonte C del perfil 1 a constituir el 8.5% del total. Los perfiles 1 y 2 situados en lo alto y la base, respectivamente, del mismo cerro volcánico, tienen como constituyente mayoritario la biotita y en menor proporción apatito, andalucita, silimanita y granate. Otros minerales más escasos son el circón, espinela, epidota, corindón, turmalina,

glaucofana, moscovita y clorita. Las variaciones cuantitativas de estos minerales de unos horizontes a otros no son significativas y, en todo caso, se deben a la cantidad de micas contabilizadas. La biotita aparece en láminas irregulares, a veces pseudo hexagonales, de color pardo más o menos claro y pardo verdoso y frecuentes inclusiones de apatito y circón. Mediante el método de inmersión se ha determinado el índice de refracción de este mineral dando para β un valor próximo a 1.638, por lo que estaría dentro del término meroxeno (Tröger, 1971). El apatito se encuentra en prismas cortos con bordes redondeados y frecuentes estriaciones paralelas a la dirección larga del cristal que oscurece su superficie. También aparece en secciones basales hexagonales. Andalucita y silimanita muestran una morfología parecida: cristales prismáticos alargados, generalmente de gran tamaño, y con terminaciones astilladas. Cuando la andalucita no presenta el pleocroísmo rosa característico es necesario recurrir al signo óptico y al signo de elongación para diferenciar ambos minerales. En la silimanita son frecuentes las inclusiones de espinela, biotita y circón, mientras que la andalucita contiene impurezas carbonosas abundantes. El granate se presenta en cristales irregulares y angulosos, rosados o incoloros.

La mineralogía de los perfiles 3 y 4 es básicamente la misma que la de los perfiles anteriores con la excepción de la presencia de barita en el perfil 3 y la disminución, o ausencia en el perfil 4, de andalucita y silimanita. Los cristales de barita son anhédricos o tabulares, con las superficies limpias en unos casos y en otros llenos de inclusiones carbonosas.

La fracción ligera de todos los perfiles está constituida por plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita y, esporádicamente, cordierita.

Mineralogía de la fracción arcilla

La composición mineralógica de la fracción arcilla de los perfiles estudiados (Tabla III), es muy similar y está constituida por esmectita, illita y escasa caolinita. En los

Tabla 3. Resultados del análisis semicuantitativo de la fracción arcilla.

Abundancia relativa:

+++++: > 75%; ++++: 50-75%; +++: 30-50%; ++: 10-30%; +: < 10%; t: Trazas; Q: Cuarzo; Fds: Feldespatos.

PERFILES	HORIZONTE	ILITA	ESMECTITA	CAOLINITA	OTROS
Perfil 1	A	+++	++++	+	Q, Fds
	AC	+++	++++	+	Q, Fds
	C	++	++++	t	Q, Fds
Perfil 2	A	+++	++++	+	Q, Fds
	AC	+++	++++	+	Q, Fds
	C	++++	+++	+	Q, Fds
Perfil 3	A	+++	+++	+	Q, Fds
	Ck&R	+++	+++	-	Q, Fds
Perfil 4	A	+++	++++	+	Q, Fds
	AC	+++	++++	+	Q, Fds
	Ck&R	+++	++++	t	Q, Fds

difractogramas de polvo se observa, además, trazas de feldespatos y cuarzo, así como una reflexión a 1.50 Å, de lo que se deduce que los filosilicatos de tipo 2:1 presentes son dioctaédricos.

Los diagramas de agregado orientado de las arcillas saturadas con magnesio muestran un pico intenso a 15 Å, que al solvatar con etilenglicol pasa a 17 Å y colapsa a 10 Å después del calentamiento a 550° C, intensificando la reflexión (001) correspondiente a la ilita, por lo que se trata de una esmectita. El pico, de menor intensidad, a 7,1 Å de la caolinita desaparece tras el calentamiento térmico. Para comprobar el tipo de esmectita se ha realizado la prueba de Greene-Kelly, cuyos resultados indican que se trata de una montmorillonita, ya que las muestras saturadas con litio presentan un pico en la zona de 12-15 Å que, al calentar a 300° C, colapsa a 9,5-10 Å y no experimenta expansión al solvatar con glicerol. No obstante,

la arcilla correspondiente al perfil 1 presenta un ligero hinchamiento en la zona de 18 Å tras este calentamiento, debido muy posiblemente a la presencia, junto con montmorillonita, de un término de la serie beidellita-nontronita. Las muestras saturadas con potasio dan reflexiones en la zona de 12 Å que pasan a 14 Å después de solvatarlas con glicerol, excepto en la arcilla del perfil 1 cuyo pico aparece a 17 Å. Se trata, por tanto, de montmorillonita de alta carga en el primer caso y de baja carga en el perfil 1 (Thorez, 1975).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Atendiendo a los resultados del estudio mineralógico se aprecian una superposición de procesos que justifican la presencia de estos minerales. La formación de los suelos ha tenido lugar por una alteración moderadamente inten-

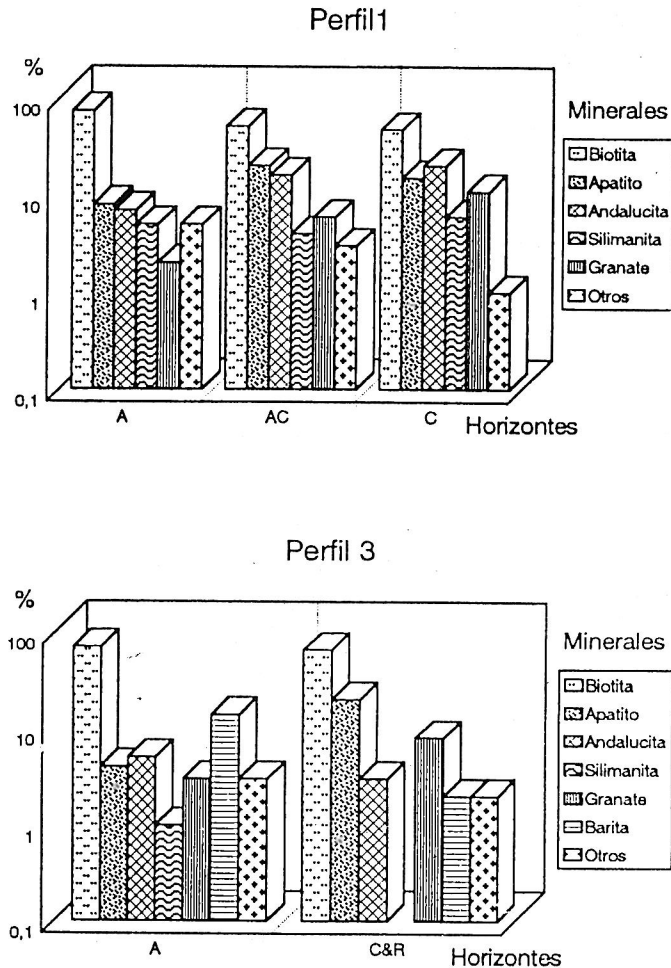


Figura 2. Mineralogía de la fracción pesada de la arena fina de los perfiles 1 y 3.

sa de la roca con concentración de los minerales resistentes en la fracción arena fina, escaso lavado con acumulación en profundidad del calcio liberado por dicha alteración y una arcilogénesis resultante de la transformación parcial de los minerales primarios. La morfología angulosa de buena parte de los granos detríticos demuestra que no ha habido movilización lateral del material formado por la descomposición de las rocas volcánicas, deduciéndose la formación "in situ" de los suelos estudiados.

Las riolitas, aunque presentan en profundidad un aspecto muy compacto, al estudiarlas al microscopio se observa un cierto grado de alteración que suele estar incrementado con la presencia de pequeñas fracturas y grietas que favorecen la transformación de algunos minerales con aparición de calcita y material arcilloso criptocrystalino rellenando dichas fisuras. A la paragénesis ígnea inicial se le ha superpuesto una meteorización supergénica de tipo físico-química, más o menos importante según los lugares, así como otros procesos de edafogénesis consistentes en una

humificación y un lavado parcial de carbonatos que ha originado, en frecuentes casos, la formación de horizontes cálcicos.

Debido a los procesos anteriormente mencionados, aparecen sobre las riolitas suelos cuyos horizontes superficiales están constituidos en su fracción arena por minerales heredados de la roca madre, con un lógico enriquecimiento relativo de los minerales más resistentes como zircón, epidota, corindón, etc. que apenas se detectan en el material original. La presencia en esta fracción de minerales como silimanita, andalucita, granate o cordierita se debe a la existencia de numerosos enclaves metamórficos en las rocas volcánicas de tipo calcoalcalino que afloran en el sureste español y que alcanzan su máximo desarrollo en la cuenca de Mazarrón (Larouziere, 1985).

Además, ligado a este vulcanismo neógeno aparecen en esta zona mineralizaciones muy diversas de sulfuros, óxidos y sulfatos, principalmente barita y celestina, lo que explica la presencia de barita en uno de los perfiles estudiados.

No se han apreciado diferencias cuantitativas ni cualitativas importantes de los minerales de unos perfiles a otros, aunque sí se ha observado un ligero decrecimiento del contenido en caolinita con la profundidad.

Teniendo en cuenta la mineralogía de las rocas subyacentes y de la fracción arena fina, se puede justificar que los minerales de la arcilla presentes en estos suelos resultan de la transformación de los minerales primarios. La presencia de illita es debida a la riqueza en micas, especialmente biotita, de las riolitas. Aunque la formación de esmectitas en suelos a partir de rocas ígneas está originariamente ligada a la alteración de las rocas básicas (Loughnan, 1969; Martín de Vidales, 1983; Singer, 1978 y 1984; Ortiz et al., 1983 y 1989.) es posible encontrarlas como minerales secundarios en suelos formados a partir de rocas ácidas en regímenes con escasa precipitación (Barshad, 1966; Loughnan, 1969; Melfi et al., 1983; Bech et al., 1983). Asimismo, Tardy et al., (1973), propone una secuencia de

alteración de rocas graníticas con una evolución convergente de la biotita y plagioclasa hacia montmorillonita en climas áridos y ligada a la segregación de carbonato cálcico. En los suelos estudiados, las esmectitas han podido tener este mismo origen, principalmente por procesos de transformación a partir de las micas y la illita, mediante pérdida de potasio y aluminio tetraédrico y ganancia de silicio y cationes hidratados (Scott y Smith, 1967; Robert, 1975). Dicha transformación se ha producido debido al pH básico de las suelos y al pequeño tamaño de las partículas arcillosas (Ross y Rich, 1973). También ha influido la fuerte saturación en bases del medio, debido a su continua liberación por plagioclasas y otros silicatos fácilmente alterables, y la semiaridez climática, con escaso drenaje en los suelos, que han dado conjuntamente unas condiciones adecuadas para la formación de esmectitas. La presencia de dos tipos de esmectitas dioctaédricas en el perfil I es justificable por pequeñas variaciones del pH del medio, se trata del suelo que presenta pH más bajo al encontrarse desprovisto de carbonatos, así como ligeras variaciones en su composición iónica a lo largo de los procesos de edafogénesis.

Finalmente, la presencia de feldespatos en la fracción arcilla y el escaso contenido en caolinita que presenta, ponen de manifiesto que la alteración ha sido poco intensa.

REFERENCIAS

- AGUILAR, J., FERNÁNDEZ, J., GARCIA, A. e IÑIGUEZ, J. (1973). Estudio edáfico de la zona de Cabo de Gata. *Anales de Edafología y Agrobiología XXXII*, nº3-4, 319-340.
- ALCARAZ, F.J., SÁNCHEZ GÓMEZ, P., DE LA TORRE, A., RÍOS, S., ALVAREZ, J. (1991). Datos sobre la vegetación de Murcia (España). *Guía Geobotánica de la Excursión de las Jornadas de Fitosociología*. 162p.
- ALÍAS, L.J., LINARES, P. (1966). Génesis de

- pararensina sobre algunas rocas volcánicas del campo de Cartagena (Murcia). V Conferencia de suelos mediterráneos. *Soc. Esp. de Ciencias del Suelo*. 57-68.
- ALÍAS, L.J., HERNÁNDEZ, J. y FERNÁNDEZ, M^a.T. (1983). Estudio de los suelos sobre jumillitas de la Sierra de las Cabras (Albacete). II. Mineralogía de la fracción arcilla. *Anales de Edafología y Agrobiología*, XLII, nº 11-12, 1949-1960.
- BARSHAD, I. (1966). Factors affecting the frequency of clay minerals in soils. Proceedings of the International Clay Conference. Berkeley, California. p. 207.
- BECH, J., CARDOS, J., LASALA, M., BOULEAU, A., LARIOUROUX, M., QUANTIN, P., STEGALEN, P. (1983). Étude des sols formés sur les granites du Maresme, (Catalogne, Espagne). *Cah. O.R.S.T.O.M.* 20, nº 3, 209-221.
- BOUNFILS, P. (1967). Méthodes d'analyses des soils. Centre de Recherches du Midi. Sec. nº 91. Montpellier.
- BRADLEY, W.F. (1945). Molecular association between montmorillonite and some polyfunctional organic liquids. *J. Am. Chem. Soc.* 67, 975-981.
- BRINDLEY, G.W. (1966). Ethylene glycol and glycerol complexes of smectites and vermiculites. *Clay Min.* 6, 119.
- CHAPMAN, H.D. (1965). Cation-exchange capacity methods of soil analysis. *American Society of Agronomy Inc. Part. 2*, 891-901. Madison Wisconsin, USA.
- DUCHAUFOR, P.H. (1975). *Manual de Edafología*. Torray Masson, S.A. Barcelona
- FAO, (1988). *FAO-UNESCO Soil Map of the World*. Revised Legend. World Soil Resources Report 60, Roma.
- FERNÁNDEZ, J., IÑIGUEZ, J., AGUILAR, J. (1977). Estudio mineralógico de la fracción arcilla sobre rocas cristalinas en Cabo de Gata. *Anales de Edafología y Agrobiología*, XXXIV, 1057-1066.
- GREENE-KELLY, R. (1953). The identification of montmorillonoids in clays. *J. Soil Sci.* Vol.4, 233-237.
- JACKSON, M.L. (1956). Soil chemical analysis. *Advanced course Depart. of Soil Univ. of Wisconsin*, Madison.
- KUNZE, G.W. (1965). Pretreatment for mineralogical studies analysis. Methods of soils analysis. C.A. Black. *Am. Soc. of Agron. Inc.* Madison, Wis. 1, 573-574.
- LAROUZIERE, F.D. (1985). Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarrón, (Cordillères Bétiques Internes, Espagne). *Thèse doc.* Université Pierre et Marie Curie.
- LÓPEZ RUIZ, J. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1980). La región volcánica del sureste de España. *Estudios Geológicos* 36, 5-63.
- LOUGHNAN, F.C. (1969). Chemical weathering of the silicate minerals. *Elsevier publ.* New York, 154p.
- MARTÍN POZAS, J.M. (1968). *Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada, 210p.
- MARTÍN VIVALDI, J.L. y RODRÍGUEZ GALLEGO, M. (1961). Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction. I. Chlorite-Kaolinite mixtures. *Clay. Min. Bull.* 4, 288-292.
- MARTÍN DE VIDALES, J.L. (1983). Procesos de alteración, génesis y estabilidad mineral de suelos volcánicos (Volcán de Piedrabuena, Ciudad Real). IV. Mineralogía y génesis de arcillas. *Anales de Edaf. y Agrob.* 42, 1463-1483.
- MARTÍNEZ, J., LINARES, P., ALÍAS, L.J. (1986). Mineralogía de arcillas de suelos formados a partir de fortunitas (Fortuna, Murcia). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*. 9, 97-106.
- MEHRA, O.P. Y JACKSON, M.L. (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium dicarbonate. *Clays and clay minerals* 7, 317-327.

- MELFI, A.J., CERRI, C.C., FYFE, W.S., MEKIN (1983). Granitic weathering: a Brazilian study. *Journal of Soil Science*, 34, 841-851.
- ORTIZ, R., JAEN, M. y ARANA, R. (1983). Minerales de la arcilla asociados a afloramientos béticos de metabasitas en las sierras del Puerto y Santomera (Murcia). *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, 7, 41-49.
- ORTIZ, R., FERNANDEZ, M^a.T. y LATORRE, M. (1989). Mineralogía de suelos desarrollados a partir de anfibolitas de la Sierra de Almenara (Murcia). *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, 12, 141-150
- OSTROM, M.E. (1961). Separation of clay minerals from carbonate rocks by using acids. *Jour. Sed. Petr.* 31, 123-129.
- PEECH, N. (1965). Hydrogen-ion activity. C.A. Black, Methods of Soil Analysis, Part II, 181-196. Am. Soc. Agronomy, Inc. Madison, Wis.
- ROBERT, M. (1973). The experimental transformation of mica toward smectite: relative importance of total change and tetrahedral change. *Clays and Min.*, 21, 167-174.
- ROSS, G.J. y RICH, C.I. (1973). Effect of particle thickness on potassium exchange from phlogopite. *Clays and Clay Min.* 2, 77-81
- SCOTT, A.D. y SMITH, J. (1967). Visible changes in macros that occur with potassium depletion. *Clays and Min.* 14, 69-84.
- SINGER, A.J. (1978). The nature of basaly weathering in Israel. *Journal of Soil Science*, 125, 217-225.
- SINGER, A.J. (1984). Clay formation in saprolites of igneous rocks under semiarid to arid conditions, Negev, Southern Israel. *Journal of Soil Science*, 137, 332-340.
- SOIL SURVEY STAFF. (1962). Soil Survey Manual. U.S. Department of Agriculture handbook n°18. Washington.
- TARDY, Y., BOCQUIER, L., PAQUET, H., MILLOT, G. (1973). Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. *Geoderma*, 10, 271-284.
- THOREZ, J. (1975). Phyllosilicates and clay minerals. *Editions G. Lelotte*.
- TRÖGER, W.E. (1969). Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. *E. Schweizerbartsche verlagsbuchhandlung*. Stuttgart.
- U.S.D.A. (1990). Keys to soil taxonomy. *SMSS Technical Monograph n°19*, 422p.