

# TESIS DOCTORAL

## EL CUARZO DE LA FRACCIÓN ARENA FINA EN SUELOS DE LA PROVINCIA DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE EDAFOLOGÍA Y QUÍMICA AGRÍCOLA  
FACULTAD DE FARMACIA  
UNIVERSIDAD DE GRANADA



Rocío Márquez Crespo  
Granada 2012

Editor: Editorial de la Universidad de Granada  
Autor: Rocío Márquez Crespo  
D.L.: GR 58-2013  
ISBN: 978-84-9028-202-1





# **EL CUARZO DE LA FRACCIÓN ARENA FINA EN SUELOS DE LA PROVINCIA DE GRANADA**

**Memoria que la Licenciada Rocío Márquez Crespo presenta para aspirar al  
Título de Doctor por la Universidad de Granada**

**Esta Memoria ha sido realizada en el área de conocimiento del  
Departamento de Edafología y Química Agrícola, en el Programa de  
Doctorado “Ciencias y Tecnología del Medio Ambiente” dentro de la línea  
de investigación “Ciencias del Suelo (Edafología): Génesis y Morfología  
del Suelo”**

**Lda. Rocío Márquez Crespo  
Aspirante al Título de Doctor**

**Ha sido dirigida por los Doctores D. Rafael Delgado Calvo-Flores, D. Juan  
Manuel Martín-García y D. Gabriel Delgado Calvo-Flores**

**D. Rafael Delgado Calvo-Flores  
Catedrático de Universidad**

**D. Juan Manuel Martín-García  
Profesor Titular de Universidad**

**D. Gabriel Delgado Calvo-Flores  
Profesor Titular de Universidad**



**D. Rafael Delgado Calvo-Flores**, Catedrático del Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Facultad de Farmacia de Granada.

**D. Juan Manuel Martín García**, Profesor Titular del Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Facultad de Farmacia de Granada.

**D. Gabriel Delgado Calvo-Flores**, Profesor Titular del Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Facultad de Farmacia de Granada.

## **CERTIFICAN**

Que el trabajo titulado **EL CUARZO DE LA FRACCIÓN ARENA FINA EN SUELOS DE LA PROVINCIA DE GRANADA**, ha sido realizado por la Licenciada en Ciencias Geológicas **D<sup>a</sup> Rocío Márquez Crespo** bajo nuestra dirección, para la obtención del Título de Doctor, y considerando que se halla concluido y reúne los requisitos oportunos, autorizamos su presentación para que pueda ser juzgado por el tribunal correspondiente.

Y para que así conste, se expide en Granada a 15 de Diciembre de 2011.

Dr. D. Rafael Delgado Calvo-Flores

Dr. D. Juan Manuel Martín García

Dr. D. Gabriel Delgado Calvo-Flores



*A mi abuelo*



## AGRADECIMIENTOS

Parecía que nunca iba a llegar este día, pero por fin llegó...por fin estoy escribiendo estas palabras de agradecimiento a las personas que han hecho posible que este trabajo se haya realizado.

Las primeras personas que merecen mi gratitud son los directores de esta Tesis Doctoral, *D. Rafael Delgado Calvo-Flores, D. Juan Manuel Martín García y D. Gabriel Delgado Calvo-Flores.*

*Rafael* ha sido el principal responsable de que yo haya realizado este trabajo. Llegué al Departamento para ocupar un puesto de Técnico de Microscopía y ayudarle con el manejo de esa “máquina” tan novedosa para mí y tan necesaria y útil para nuestras Investigaciones. Pero no sólo me formó en este campo laboral sino que, como buen “padre científico” que se preocupa por la formación de sus pupilos, me dio la oportunidad de compaginar mi labor técnica con mi labor y formación investigadora. A él le debo, en gran medida, el haber llegado a la situación en la que me encuentro ahora mismo; no sólo en lo que se refiere a la consecución de esta Tesis, sino también a la posición que ocupo hoy en día en mi carrera profesional. Le doy las gracias por confiar en mí, incluso en los momentos en los que no estuve a la altura. Han sido muchos años en los que han pasado muchas cosas buenas, pero también malas, y estuvo siempre apoyando este proyecto y a esta persona, aún sin merecérmelo. Muchas gracias.

*Juan Manuel (Juanma)*, ha sido un pilar muy importante para la realización de esta Investigación. Gracias por enseñarme tanto. Con él he aprendido de campos tan diversos como las técnicas de campo y laboratorio, la mineralogía, la química e incluso la informática. Esencial ha sido la formación que me ha dado para poder hacer una buena interpretación de los resultados obtenidos en el curso de este estudio. Además, su pasión por el trabajo y su inventiva han permitido aplicar determinadas técnicas en esta Tesis Doctoral, consiguiendo resultados bastante productivos.

*Gabriel*, el tercer gran pilar de esta “estructura”, ha sido imprescindible para la consecución de este trabajo; sin su ayuda esta Tesis no hubiese sido



posible. Gran parte de la experimentación necesaria para realizarla se debe a él. Ha sido quien me ha enseñado la mayor parte de lo que se sabe sobre técnicas de laboratorio y gracias a él he podido obtener la mayoría de los resultados que conforman este trabajo. Gracias por haber estado siempre dispuesto a resolver cualquier duda que me surgió.

Mi agradecimiento también lo merecen *Eulogio, Encarnita, Irene y Pilar*, personal del laboratorio del Departamento, que me han ayudado en todo lo posible a realizar los análisis necesarios para el desarrollo de este trabajo. Mención especial para *Encarnita*, quien durante su estancia en el Departamento me ayudó muchísimo en la ejecución de la parte experimental de esta Tesis. Y también para *Irene*, con la que me une una buena amistad.

Muchas gracias a *Soledad Gil, Marisol*, administrativa del Departamento. Su gran labor ha permitido resolver muchas gestiones a lo largo de la realización de esta Tesis. Pero lo que más le agradezco, sin desmerecer su profesionalidad, es el apoyo y la gran energía positiva que me ha brindado siempre, sobre todo en momentos duros.

Gracias a *María Virginia*, compañera y gran amiga, por su apoyo continuo. Su reciente experiencia como Doctora en Farmacia y nuestra amistad le han permitido asesorarme correctamente y entender los distintos estados de ánimo por los que todo doctorando pasa durante el desarrollo del trabajo. Gracias por todos los momentos buenos, y no tan buenos, que hemos pasado.

Mi gratitud a *D. Jesús Párraga Martínez*, por su apoyo e interés continuo por este trabajo. Sus ideas y comentarios han sido de gran utilidad.

Agradezco el apoyo que he recibido por el resto de miembros del Grupo de Investigación al que pertenezco y del Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Facultad de Farmacia, con los que he compartido muchos momentos y quienes me han ofrecido su ayuda y conocimientos.

Gracias a *D. Eduardo Ortega Bernardo de Quirós*, Director del Departamento, por agilizar los trámites burocráticos necesarios para la presentación de esta Tesis Doctoral.

Muchas gracias a los miembros del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, hoy en día compañeros, por prestarme toda la ayuda necesaria para realizar gran parte de la experimentación de esta Tesis. Destacar la labor de *Conchi, Juan de Dios, Miguel Ángel Hidalgo, Isabel Guerra* y *María del Mar Abad*, técnicos del Centro, por haber realizado análisis esenciales para el desarrollo de esta Investigación. En especial, quisiera agradecer muy sinceramente a *D. Francisco Javier Romero Mora*, Director del Centro, por su apoyo y confianza. Su gran interés porque los miembros de su equipo de trabajo se desarrollen profesionalmente, me ha permitido compaginar mi labor como técnico de microscopía del Centro con la realización de este trabajo de investigación.

A todos los amigos que me han apoyado y ayudado en la ejecución de este trabajo, especialmente a *Kike, Quero* y *Jose*, por todos los conocimientos de Estadística que me han aportado.

Y al resto de mis amigos que, aún no colaborando activamente en la realización de esta Tesis, han estado a mi lado ayudándome en los buenos y malos momentos, alentándome cuando me flaqueaban las fuerzas y haciéndome desconectar en momentos de bloqueo. Gracias a *Miriam, Javi* y *Lucía*, familia luchadora donde las haya y amigos para siempre; gracias a *Isa, Antonio, Ernesto* y *Dana*, gran familia con los que me unen muchos años de amistad y muchas experiencias vividas; gracias a *Antonio, Pili, Marina* y *Valeria* (a punto de llegar), amigos, vecinos y casi familia, y a *Vega, Mercedes, Pablo* y *Sergio*, con los que he compartido muchos momentos, que espero sigan por mucho tiempo; gracias a *Cama, Nando* y *Osorio* que, junto con la que escribe, conforman el grupo *Black Floyd*. Gracias por permitirme desarrollar la faceta musical que va conmigo y que tanto me ha ayudado en este tiempo para coger fuerzas positivas.

Un agradecimiento verdaderamente especial para mi familia, eje principal de mi vida. Mi padre *Antonio*, mi madre *Rocío* y mi hermana *Sonia* me han apoyado incondicionalmente en todo este tiempo. Muchas gracias por vuestro tesón y cariño, fundamentales para mí. Y sobre todo por la paciencia que habéis tenido.

Al resto de mi familia, principalmente a *Silvia, Raquel y Pili*, por estar siempre a mi lado, ayudarme, entenderme y apoyarme también incondicionalmente.

Quiero recordar, con un cariño especial, a mis abuelos, que aunque físicamente ya no están conmigo y no han podido ver finalizada esta etapa, los he sentido a mi lado continuamente.

Muchas gracias a *Luis Ángel* por haber sido la “luz” que me ha permitido tener las fuerzas necesarias para que esta Tesis Doctoral haya finalizado. Gracias por tu apoyo y cariño. Y gracias por ayudarme, en esa larga noche, con la parte más tediosa de este trabajo.

## ÍNDICE

### PARTE I.- PLANTEAMIENTO DEL ESTUDIO. OBJETIVOS

#### I.1.- INTRODUCCIÓN

I.1.1.- EL MINERAL CUARZO.....	5
I.1.1.1.- Generalidades: características mineralógicas .....	5
I.1.1.2.- El cuarzo en suelos .....	8
I.1.2.- LA FRACCIÓN ARENA DE LOS SUELOS .....	15
I.1.3.- LA FRACCIÓN LIMO DE LOS SUELOS .....	19
I.1.4.- ZONA DE ESTUDIO: LA PROVINCIA DE GRANADA .....	23
I.1.4.1.- Localización .....	23
I.1.4.2.- Geología .....	23
I.1.4.3.- Relieve .....	27
I.1.4.4.- Clima.....	27
I.1.4.5.- Vegetación y uso.....	28
I.1.5.- ANTECEDENTES SOBRE LOS SUELOS ESTUDIADOS .....	33
I.1.5.1.- Los suelos de la provincia de Granada.....	33
I.1.5.2.- Los suelos de las zonas seleccionadas para el estudio.....	34

#### ANEXO I.- CÓDIGO FAO DE TIPOS DE SUELO

#### I.2.- OBJETIVOS DE ESTUDIO

I.2.1.- OBJETIVOS DE ESTUDIO .....	47
------------------------------------	----

### PARTE II.- MATERIAL Y MÉTODOS

#### II.1.- MATERIAL

II.1.1.- LOS SUELOS .....	53
II.1.2.- MATERIALES ORIGINALES DE LOS SUELOS .....	55

#### II.2.- MÉTODOS

II.2.1.- MÉTODOS PARA EL ESTUDIO GENERAL DE LOS SUELOS .....	59
II.2.1.1.- Descripción de los suelos.....	59
II.2.1.2.- Métodos analíticos para el estudio de los suelos.....	59
II.2.2.- MÉTODOS DE PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA EL ESTUDIO DEL CUARZO.....	63
II.2.2.1.- Obtención de la arena fina ligera.....	63
II.2.2.2.- Obtención del limo ligero .....	63
II.2.2.3.- Obtención del residuo insoluble de materiales carbonatados ...	64
II.2.2.4.- Tratamiento de las rocas y gravas.....	64

II.2.2.5.- Obtención del material mineral de la nieve (Polvo de nieve) ....	64
II.2.3.- MÉTODOS DE ESTUDIO MINERALÓGICO: DIFRACCIÓN DE RAYOS-X (DRX).....	67
II.2.4.- MÉTODOS ESPECÍFICOS DE ESTUDIO DEL CUARZO.....	69
II.2.4.1.- Cristalinidad del cuarzo por Difracción de Rayos-X (DRX) .....	69
II.2.4.2.- Microscopía electrónica de barrido (SEM) y Espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X (EDX) .....	70
II.2.4.3.- Análisis con Microsonda electrónica de Rayos-X (EMPA) .....	72
II.2.4.4.- Catodoluminiscencia (SEM-CL).....	73
II.2.4.5.- Microscopía electrónica de transmisión (TEM) y Espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X (EDX) .....	74

## **ANEXO II.- CLAVE DE ACRÓNIMOS**

### **PARTE III.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

#### **III.1.- CARACTERES GENERALES Y MACROMORFOLÓGICOS DE LOS SUELOS**

III.1.1.- <i>TIERRA PARDA</i> DE SIERRA ELVIRA (PERFIL P1).....	85
III.1.1.1.- Factores formadores del suelo .....	85
III.1.1.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo.....	90
III.1.1.3.- Resultados analíticos del suelo .....	96
III.1.1.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo .....	97
III.1.1.5.- Clasificación del suelo .....	99
III.1.2.- <i>RANKER</i> DE SIERRA NEVADA (PERFIL P2) .....	105
III.1.2.1.- Factores formadores del suelo .....	105
III.1.2.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo.....	112
III.1.2.3.- Resultados analíticos del suelo .....	117
III.1.2.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo .....	118
III.1.2.5.- Clasificación del suelo .....	120
III.1.3.- <i>SUELO ROJO SOBRE MICAESQUISTOS Y CUARCITAS</i> DE SIERRA NEVADA (PERFIL SR2) .....	125
III.1.3.1.- Factores formadores del suelo .....	125
III.1.3.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo.....	128
III.1.3.3.- Resultados analíticos del suelo .....	132

III.1.3.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo .....	133
III.1.3.5.- Clasificación del suelo .....	135
III.1.4.- <i>SUELO ROJO SOBRE CONGLOMERADOS DEL LLANO DE LA PERDIZ</i> (PERFIL P3).....	139
III.1.4.1.- Factores formadores del suelo .....	139
III.1.4.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo.....	143
III.1.4.3.- Resultados analíticos del suelo .....	148
III.1.4.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo .....	149
III.1.4.5.- Clasificación del suelo .....	150
III.1.5.- <i>FLUVISOL DE LA VEGA DE GRANADA</i> (PERFIL P4) .....	153
III.1.5.1.- Factores formadores del suelo .....	153
III.1.5.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo.....	157
III.1.5.3.- Resultados analíticos del suelo .....	160
III.1.5.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo .....	162
III.1.5.5.- Clasificación del suelo .....	163
<b>III.2.- ANÁLISIS MINERALÓGICO (DRX) DE LOS MATERIALES ORIGINALES Y LAS FRACCIONES GRANULOMÉTRICAS DE LOS SUELOS. CRISTALINIDAD DEL CUARZO</b>	
III.2.1.- INTRODUCCIÓN .....	169
III.2.2.- ANÁLISIS MINERALÓGICO SEMICUANTITATIVO (DRX).....	171
III.2.2.1.- <i>Tierra Parda</i> de Sierra Elvira (perfil P1).....	171
III.2.2.1.1- <i>Resultados mineralógicos</i> .....	171
III.2.2.1.2.- <i>Comentario general de la mineralogía del perfil P1</i> .....	177
III.2.2.2.- <i>Ranker</i> de Sierra Nevada (perfil P2).....	182
III.2.2.2.1- <i>Resultados mineralógicos</i> .....	182
III.2.2.2.2.- <i>Comentario general de la mineralogía del perfil P2</i> .....	187
III.2.2.3.- <i>Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas</i> de Sierra Nevada (perfil SR2).....	190
III.2.2.3.1- <i>Resultados mineralógicos</i> .....	190
III.2.2.3.2.- <i>Comentario general de la mineralogía del perfil SR2</i> ....	194
III.2.2.4.- <i>Suelo Rojo sobre conglomerados</i> del Llano de la Perdiz (perfil P3) .....	197
III.2.2.4.1- <i>Resultados mineralógicos</i> .....	197

III.2.2.4.2.- <i>Comentario general de la mineralogía del perfil P3</i> .....	201
III.2.2.5.- <i>Fluvisol de la Vega de Granada (perfil P4)</i> .....	205
III.2.2.5.1.- <i>Resultados mineralógicos</i> .....	205
III.2.2.5.2.- <i>Comentario general de la mineralogía del perfil P4</i> .....	208
III.2.3.- ESTUDIO COMPARADO DE LA MINERALOGÍA DE LOS SUELOS .....	213
III.2.4.- ÍNDICE DE CRISTALINIDAD DEL CUARZO .....	221
<b>III.3.- GEOQUÍMICA DE LA SOLUCIÓN DEL SUELO</b>	
III.3.1.- INTRODUCCIÓN .....	235
III.3.2.- DESCRIPCIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	239
III.3.2.1.- <i>Tierra Parda de Sierra Elvira (perfil P1)</i> .....	239
III.3.2.2.- <i>Ranker de Sierra Nevada (perfil P2)</i> .....	242
III.3.2.3.- <i>Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas de Sierra Nevada (perfil SR2)</i> .....	245
III.3.2.4.- <i>Suelo Rojo sobre conglomerados del Llano de la Perdiz (perfil P3)</i> .....	248
III.3.2.5.- <i>Fluvisol de la Vega de Granada (perfil P4)</i> .....	251
III.3.3.- DISCUSIÓN.....	255
<b>III.4.- FORMAS LIBRES TOTALES EN TIERRA FINA</b>	
III.4.1.- INTRODUCCIÓN .....	261
III.4.2.- DESCRIPCIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	263
III.4.2.1.- <i>Tierra Parda de Sierra Elvira (perfil P1)</i> .....	263
III.4.2.2.- <i>Ranker de Sierra Nevada (perfil P2)</i> .....	265
III.4.2.3.- <i>Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas de Sierra Nevada (perfil SR2)</i> .....	266
III.4.2.4.- <i>Suelo Rojo sobre conglomerados del Llano de la Perdiz (perfil P3)</i> .....	268
III.4.2.5.- <i>Fluvisol de la Vega de Granada (perfil P4)</i> .....	269
III.4.3.- ESTUDIO COMPARADO DE LAS FORMAS LIBRES TOTALES DE LOS SUELOS .....	271
<b>III.5.- MORFOSCOPIA (SEM-EDX) DEL CUARZO EN LAS FRACCIONES ARENA Y LIMO</b>	
III.5.1.- INTRODUCCIÓN .....	275
III.5.2.- DESCRIPCIÓN DE LOS CARACTERES SUPERFICIALES DE LOS GRANOS DE CUARZO .....	279
III.5.2.1.- Caracteres de alteración física .....	279

III.5.2.2.- Caracteres de alteración química .....	282
III.5.2.3.- Otros caracteres.....	283
III.5.3.- DESCRIPCIÓN Y ATLAS DE MORFOTIPOS DE GRANOS DE CUARZO.....	287
III.5.3.1.- Morfotipo 1 .....	287
III.5.3.2.- Morfotipo 2 .....	290
III.5.3.3.- Morfotipo 3 .....	296
III.5.3.4.- Morfotipo 4 .....	300
III.5.3.5.- Morfotipo 5 .....	303
III.5.3.6.- Morfotipo 6 .....	305
III.5.3.7.- Morfotipo 7 .....	307
III.5.3.8.- Morfotipo 8 .....	309
III.5.3.9.- Morfotipo 9 .....	311
III.5.3.10.- Biolitos .....	313
III.5.3.11.- Morfotipos minoritarios: grupo $\alpha$ .....	313
III.5.4.- ANÁLISIS COMPARADO POR PERFILES DE LAS PROPORCIONES DE MORFOTIPOS .....	317
III.5.4.1.- <i>Tierra Parda</i> de Sierra Elvira (perfil P1).....	317
III.5.4.2.- <i>Ranker</i> de Sierra Nevada (perfil P2).....	324
III.5.4.3.- <i>Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas</i> de Sierra Nevada (perfil SR2).....	332
III.5.4.4.- <i>Suelo Rojo sobre conglomerados</i> del Llano de la Perdiz (perfil P3) .....	336
III.5.4.5.- <i>Fluvisol</i> de la Vega de Granada (perfil P4) .....	342
III.5.5.- ANÁLISIS COMPARADO ENTRE PERFILES DE LAS PROPORCIONES DE MORFOTIPOS .....	349
<b>III.6.- ESTUDIO MORFOLÓGICO (BSE), COMPOSITIVO DE ELEMENTOS TRAZA (EMPA) Y COMPOSITIVO/ESTRUCTURAL (SEM-CL) DEL CUARZO</b>	
III.6.1.- INTRODUCCIÓN .....	357
III.6.1.1.- Criterios de selección de las muestras .....	361
III.6.2.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	365
III.6.2.1.- <i>Tierra Parda</i> de Sierra Elvira (perfil P1).....	365
III.6.2.1.1.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traza (EMPA)</i> .....	365
III.6.2.1.2.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)</i> .....	369



III.6.2.2.- <i>Ranker</i> de Sierra Nevada (perfil P2).....	373
III.6.2.2.1.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traza (EMPA)</i> .....	373
III.6.2.2.2.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)</i> .....	378
III.6.2.3.- <i>Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas</i> de Sierra Nevada (perfil SR2).....	380
III.6.2.3.1.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traza (EMPA)</i> .....	380
III.6.2.3.2.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)</i> .....	386
III.6.2.4.- <i>Suelo Rojo sobre conglomerados</i> del Llano de la Perdiz (perfil P3) .....	387
III.6.2.4.1.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traza (EMPA)</i> .....	387
III.6.2.4.2.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)</i> .....	392
III.6.2.5.- <i>Fluvisol</i> de la Vega de Granada (perfil P4) .....	395
III.6.2.5.1.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traza (EMPA)</i> .....	395
III.6.2.5.2.- <i>Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)</i> .....	398
III.6.3.- COMPENSACIONES DE CARGA EN LA RED DEL CUARZO .....	401
III.6.3.1.- <i>Tierra Parda</i> de Sierra Elvira (perfil P1).....	401
III.6.3.2.- <i>Ranker</i> de Sierra Nevada (perfil P2).....	406
III.6.3.3.- <i>Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas</i> de Sierra Nevada (perfil SR2).....	409
III.6.3.4.- <i>Suelo Rojo sobre conglomerados</i> del Llano de la Perdiz (perfil P3) .....	412
III.6.3.5.- <i>Fluvisol</i> de la Vega de Granada (perfil P4) .....	415
III.6.4.- ANÁLISIS MULTIVARIANTE DE LA CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS TRAZA EN EL CUARZO .....	419
<b>III.7.- ESTUDIO MICROESTRUCTURAL Y MICROCRISTALINO (TEM-EDX) DEL CUARZO</b>	
III.7.1.- INTRODUCCIÓN .....	427
III.7.2.- RESULTADOS.....	431

III.7.2.1.- Horizonte Ah del perfil P1.....	431
III.7.2.2.- Horizonte Ah1 del perfil P2.....	438
III.7.2.3.- Horizonte Bt del perfil P3.....	444
III.7.2.4.- Horizonte 4C2 del perfil P4.....	450

## **PARTE IV.- RESULTADOS PUBLICADOS**

## **PARTE V.- DISCUSIÓN FINAL Y CONCLUSIONES**

**V.1.- DISCUSIÓN FINAL**

**V.2.- CONCLUSIONES**

**BIBLIOGRAFÍA**



**PARTE I**  
**PLANTEAMIENTO DEL ESTUDIO.**  
**OBJETIVOS**



## **I.1.- INTRODUCCIÓN**



## I.1.1.- EL MINERAL CUARZO

### I.1.1.1. Generalidades: características mineralógicas

El cuarzo es un mineral de la clase VIII, Silicatos, perteneciente a la subclase de los tectosilicatos (Klein y Hurlbut, 1996). Éstos, muestran una estructura tridimensional de tetraedros  $\text{SiO}_4$  en la que el ión silicio ( $\text{Si}^{4+}$ ) ocupa el centro y los iones oxígeno ( $\text{O}^{2-}$ ) se disponen en los vértices de los mismos. Los oxígenos, a su vez, son compartidos con los tetraedros vecinos, generando una estructura con fuertes enlaces y una relación Si:O de 1:2 (Klein y Hurlbut, 1996). Dentro de los tectosilicatos el cuarzo pertenece al denominado grupo de la sílice (grupo  $\text{SiO}_2$ ) (Klein y Hurlbut, 1996), caracterizado por presentar tres especies cristalinas principales de  $\text{SiO}_2$ : cuarzo, tridimita y cristobalita. Éstas son formas de baja presión que, debido a diferentes temperaturas de estabilidad de equilibrio, presentan estructuras cristalinas algo diferentes entre sí (Deer, Howie y Zussman, 2004). Además, cada una de ellas muestra dos o más modificaciones polimórficas, dando lugar a las denominadas formas  $\alpha$  de baja temperatura y formas  $\beta$  de alta temperatura (Deer, Howie y Zussman, 2004) (Tabla I.1).

Tabla I.1.- Especies minerales del grupo de la sílice

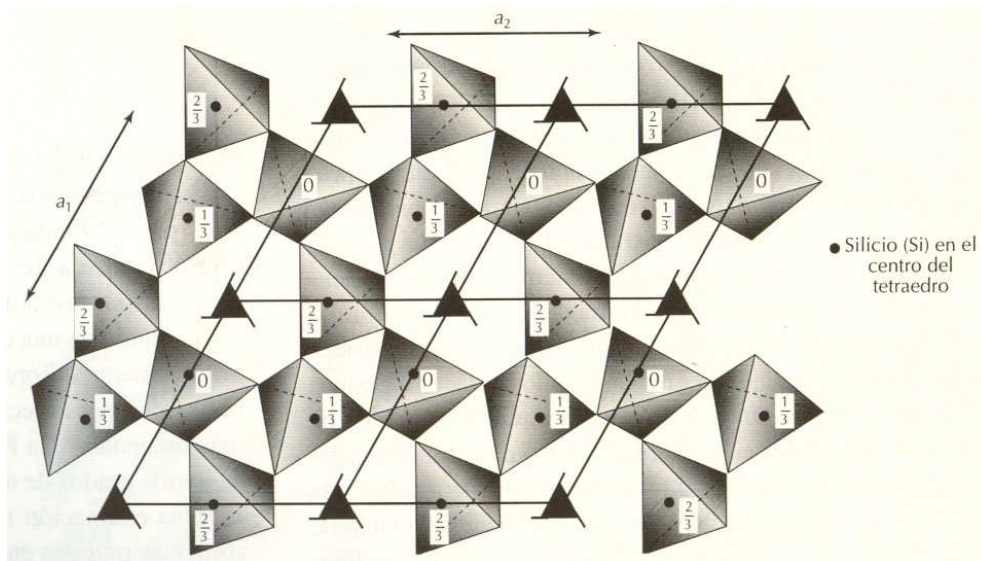
	Simetría	Grupo espacial	a(Å)	b(Å)	c(Å)	Dureza	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Índice de refracción (media)
<b>Cuarzo <math>\alpha</math></b>	Trigonal	$P3_221$ (o $P3_121$ )	4,91		5,41	7	2,65	1,55
<b>Cuarzo <math>\beta</math></b>	Hexagonal	$P6_222$ (o $P6_422$ )	4,99		5,46	7	2,53	1,54
<b>Tridimita <math>\alpha</math></b>	Monoclínica/	$C2/c$ (o $Cc$ )/	18,54	5,01	25,79	6,5	2,26	1,47
	Ortorrómbica	$C222_1$	8,74	5,04	8,24			
<b>Tridimita <math>\beta</math></b>	Hexagonal	$P6_3/mmc$	5,04		8,24	7	2,22	1,47
<b>Cristobalita <math>\alpha</math></b>	Tetragonal	$P4_12_12_1$ (o $P4_32_12_1$ )	4,97		6,93		2,32	1,48
<b>Cristobalita <math>\beta</math></b>	Isométrica	$Fd3m$	7,13				2,20	1,48
<b>Coesita</b>	Monoclínica	$C2/c$	7,14	12,37	7,17		3,01	1,59
<b>Estisovita</b>	Tetragonal	$P4_2/mnm$	4,18		2,67		4,35	1,81
<b>Moganita</b>	Monoclínico	$I2/a$	8,74	4,87	10,72			
<b>Calcedonia</b>	Trigonal	$P3_121$	4,91		5,41	7	2,59-2,61	
<b>Ópalo</b>	Amorfo					5,5-6,5	1,9-2,3	
<b>Lechatelierita</b>	Amorfo						2,19	1,46
<b>Keatita</b>	Tetragonal	$P4_12_12_1$ (o $P4_32_12_1$ )	7,46		8,61		2,50	1,52
<b>Melanoflogita</b>	Tetragonal	$P4_2/nbc$	26,82		13,37		2,05	

Dentro del grupo de la sílice también existen especies de alta presión (coesita y estisovita), formas microcristalinas (moganita y calcedonia), formas



amorphas (ópalo y lechatelierita) y una forma sintética (keatita) no reconocida en la naturaleza (Klein y Hurlbut, 1996; Deer, Howie y Zussman, 2004). Finalmente, la melanoflogita es un componente del grupo de la sílice capaz de englobar material orgánico en su estructura (Deer, Howie y Zussman, 2004) (Tabla I.1).

Todas estas formas de la sílice se diferencian entre sí por una disposición geométrica distinta de las unidades estructurales tetraédricas que las constituyen. Esta situación hace que cada una tenga características propias como grupo espacial, dimensiones de celda, morfología y/o energía reticular, entre otras (Klein y Hurlbut, 1996). En el caso del cuarzo, su forma  $\alpha$  de baja temperatura tiene simetría trigonal en la que los oxígenos de los tetraedros se encuentran dispuestos, según una distribución en espiral, en torno al eje cristalográfico  $c$ , debido a la existencia de un eje helicoidal de orden 3 (Figura I.1). Pertenece a la clase de simetría  $32$  y a los dos grupos espaciales enantiomorfos  $P3_121$  y  $P3_221$  (Klein y Hurlbut, 1996; Deer, Howie y Zussman, 2004).

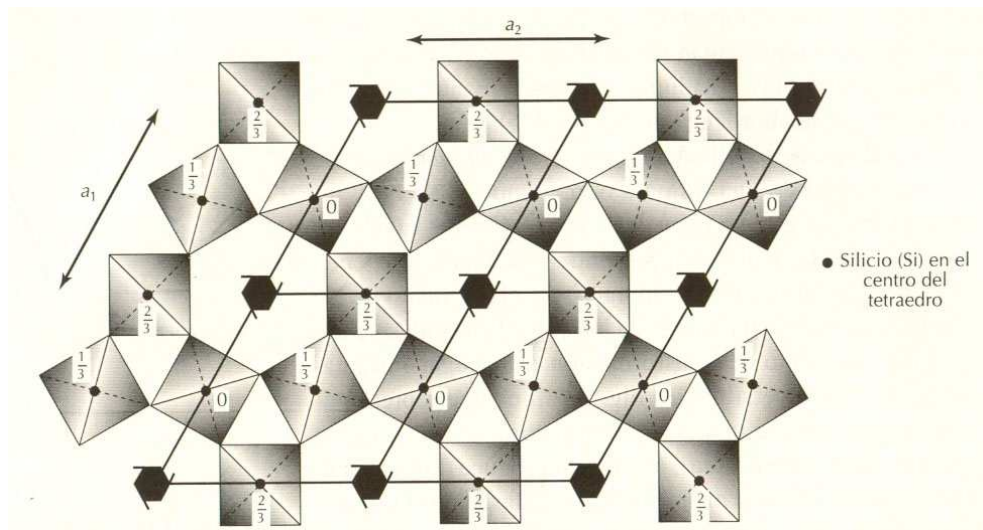


**Figura I.1.-** Esquema de la disposición estructural del cuarzo  $\alpha$  de baja temperatura (modificado de Klein y Hurlbut, 1996).

Por su parte, el cuarzo  $\beta$  de alta temperatura tiene simetría hexagonal, con un eje helicoidal de orden 6 alrededor del que se disponen los oxígenos de su estructura (Figura I.2). Pertenece a la clase de simetría  $622$  y a los dos grupos espaciales enantiomorfos  $P6_422$  y  $P6_222$  (Klein y Hurlbut, 1996; Deer, Howie y Zussman, 2004).

El paso de cuarzo  $\alpha$  a cuarzo  $\beta$  se produce, según un proceso totalmente reversible (enantiotropo), al ascender la temperatura por encima de 573 °C, a presión atmosférica. Esta temperatura puede variar en función del contenido en elementos traza presentes en la estructura cristalina de este mineral (Deer, Howie y Zussman, 2004).

El cuarzo es uno de los minerales más abundantes de la corteza terrestre y un constituyente principal de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. De los distintos polimorfos de la sílice, el cuarzo es el más abundante en los medios de alteración, estando representado principalmente por la forma  $\alpha$  de baja temperatura (Drees *et al.*, 1989).



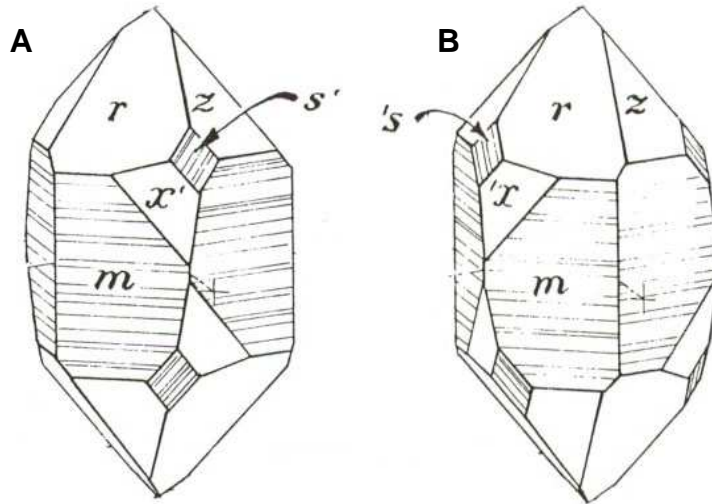
**Figura I.2.-** Esquema de la disposición estructural del cuarzo  $\beta$  de alta temperatura (modificado de Klein y Hurlbut, 1996).

Morfológicamente, los cristales de cuarzo  $\alpha$  presentan un hábito prismático con caras del prisma  $m$   $\{10\bar{1}0\}$ , a menudo con estrías horizontales, que terminan en pseudobipirámide con caras romboédricas  $r$   $\{10\bar{1}1\}$  y  $z$   $\{01\bar{1}1\}$  (Figura I.3).

En ocasiones pueden aparecer caras trapezoidales  $x'$   $\{51\bar{6}1\}$  y  $x$   $\{6\bar{1}\bar{5}1\}$  y caras de bipirámide trigonal de segundo orden  $s'$   $\{11\bar{2}1\}$  y  $s$   $\{2\bar{1}\bar{1}1\}$  (Figura I.3). Sin embargo, en los medios de alteración rara vez se encuentran estas formas; más bien su aspecto ha sufrido modificaciones, a lo largo de su historia, por procesos de meteorización física, química y/o biológica.

Este mineral, cuya composición responde a la fórmula  $\text{SiO}_2$ , se presenta en la naturaleza como uno de los químicamente más puros conocidos (Drees *et al.*, 1989; Klein y Hurlbut, 1996; Deer, Howie y Zussman, 2004); sólo el

diamante, el grafito y el hielo tienen menos variaciones composicionales que el cuarzo incoloro (Drees *et al.*, 1989). Su densidad es de  $2.647 \text{ g/cm}^3$ , a  $25 \text{ °C}$  y 1 atmósfera de presión siendo, después de la estisovita y la coesita, el tercero más denso de los polimorfos naturales del grupo de la sílice (Tabla I.1).



**Figura I.3.-** Morfología característica de los cristales del cuarzo  $\alpha$  de baja temperatura.

#### I.1.1.2.- El cuarzo en suelos

El cuarzo es un importante constituyente de la mayoría de los suelos (Allen y Hajek, 1989; Drees *et al.*, 1989). Incluso Hurowitz *et al.* (2007) y Ling, Wang y Jolliff (2011) describen la presencia de cuarzo en “suelos” de Marte y de la luna.

El cuarzo se concentra preferentemente en las fracciones arena y limo. Sobre esta afirmación existe bibliografía abundante (Martín-García *et al.*, 2004; Mota *et al.*, 2007; Pires *et al.*, 2007; Sgouras *et al.*, 2007; Abe *et al.*, 2009; Brinatti *et al.*, 2010). No obstante, el cuarzo se describe frecuentemente como un mineral de la fracción arcilla en suelos con gran alteración (*podsol*s y suelos tropicales); así, Ghosh *et al.* (2006) lo reconocen en perfiles de suelo afectados por arsénico; Navarrete *et al.* (2007) en un *Haplic Ferrasol* y un *Haplic Acrisol*; Dowding y Fey (2007) en *Oxisol*s; Hai y Egashira (2008) en suelos degradados sobre materiales aluviales; Souza *et al.* (2008) en suelos de manglares; Han *et al.* (2008) en suelos agrícolas dedicados al cultivo de té; Roslan *et al.* (2010) lo describen como tal en suelos *podsolizados*; Shao *et al.* (2010) en *Typic Kandiodox* (suelos lateríticos); etc.

Su origen en medios edáficos se debe principalmente a procesos de herencia, bien desde la roca madre mediante disgregación física (fragmentación) o liberación por disolución de la misma (caso de las rocas carbonatadas), o bien por aporte eólico a la superficie del suelo, como se ha demostrado al encontrar este mineral en suelos derivados de rocas madre sin cuarzo (Menéndez *et al.*, 2007; Muhs *et al.*, 2007; Bern *et al.*, 2010). En este sentido, Jahn, Zarei y Stahr (1991), en una *terra rossa* de Portugal, demostraron un activo proceso de aporte de granos de cuarzo por eolismo (sobre 1/10 del material de suelo). Este hecho es conocido, desde las últimas décadas, como una característica de la región mediterránea, de los archipiélagos del Atlántico oriental y de otras áreas, al ser zonas con influencia del desierto del Sahara (Yaalon, 1987, 1997; Avila, Queralt-Mitjans y Alarcón, 1997; He, Breuning-Madsen y Awadzi, 2007; Kandler *et al.*, 2007; Menéndez *et al.*, 2007; Muhs *et al.*, 2010). El estudio del cuarzo en *terrae rossae*, y otras tipologías de suelos derivados de rocas carbonatadas, es interesante para aclarar en qué medida el material de estos suelos deriva de la disolución de la roca carbonatada sobre la que se forman o tiene otros orígenes. Feng y Zhu (2009), Feng, Cui y Zhu (2009), Feng, Zhu y Cui (2009) y Mella y Mermut (2010) demuestran, con el estudio del cuarzo, que el origen del suelo se debe mayoritariamente a la disolución de las rocas carbonatadas (calizas y dolomías) y, por el contrario, Delgado *et al.* (2003), Kufmann (2008) y Muhs *et al.* (2010) demuestran el origen eólico de parte de los materiales del suelo.

También han sido descritos, en medios de alteración edáficos, cuarzoes neoformados procedentes de la precipitación secundaria, siendo muy frecuente este origen en horizontes tales como *duripans* (Soil Survey Staff, 2010) o en paleosuelos (Singh, Parkash y Awasthi, 2009). En este sentido, Flageollet (1981) describió el crecimiento de cristales de cuarzo en *Ferralsols* africanos, Torcal Sáinz y Tello Ripa (1992) en *Planosols* españoles y Hseu *et al.* (2007) en suelos tropicales de pie de monte. Nuestro Grupo de Investigación ha encontrado evidencias de recrecimiento de los granos de cuarzo en el medio edáfico, concretamente en *terrae rossae* (*Alfisols* e *Inceptisols*) de Sierra de Gádor (Delgado *et al.*, 2003). Otras formas de la sílice, como el ópalo, están presentes en el suelo gracias a procesos de bioprecipitación por mediación de las plantas (Fu, Akagi y Yabuki, 2002).

Tradicionalmente se le ha atribuido al cuarzo una alta estabilidad frente a la alteración, considerándose una especie mineral relativamente estable en el medio edáfico. De ello dan prueba su situación en las clásicas series de

estabilidad (por ejemplo, el diagrama-escala de Goldich, 1938) y el hecho de que su abundancia relativa, con respecto a la mayoría de los minerales (por ejemplo, feldespatos), se invierta de manera drástica desde las rocas a los suelos (Allen y Hajek, 1989; Nesbitt y Markovics, 1997; Mikesell, Schaetzl y Velbel, 2004).

En base a estas argumentaciones, el cuarzo se ha considerado un mineral casi inalterado químicamente en suelos (mayoritariamente en los de clima mediterráneo) y por ello ha sido empleado, en este ambiente, como mineral invariante para estudios de balances de materia cuantitativos, en orden a evaluar el desarrollo del suelo (Bornand, 1978; Parra *et al.*, 1982; Baize, 1983; Delgado *et al.*, 1990; Martín-García, 1994; White *et al.*, 1996, 2008). También se considera al cuarzo como mineral estable en otras zonas climáticas como la zona boreal (Starr y Lindroos, 2006), zonas semiáridas de Brasil (Parahyba, dos Santos y Neto, 2009), plataformas costeras y relieves de pie de del sureste de Estados Unidos (Shaw, Hajek y Beck, 2010) o en las zonas de bosques y estepas del norte de la Rusia europea (Sokolova, Zaidel'man y Ginzburg, 2010). En este mismo sentido, un indicador mineralógico de alteración muy utilizado es la razón cuarzo/feldespatos (Ruhe, 1956; Muhs, 1982; Soller y Owens, 1991; Dorronsoro y Alonso, 1994; Bockheim, Marshall y Kelsey, 1996; Nesbitt y Markovics, 1997; Mikesell, Schaetzl y Velbel, 2004; Eberl y Smith, 2009), la cual tiende a decrecer con la profundidad del perfil cuando la evolución pedogenética se incrementa. Nuevos datos obtenidos por nuestro Grupo de Investigación, y que más adelante expondremos, ponen en duda el correcto uso del cuarzo como mineral índice en estudios de balance de materia.

Según Rimstidt (1997), la solubilidad del cuarzo es de  $11,0 \pm 1,1$  ppm de  $\text{SiO}_2$  a 25 °C y 1 bar (anteriormente se pensaba que era de 6 ppm en estas mismas condiciones). En el medio edáfico la solubilidad/estabilidad mineral está también afectada por la presencia de materia orgánica, el tamaño de partícula, las películas de óxidos y silicatos sobre los granos, y la dinámica de la solución del suelo (Drees *et al.*, 1989). Así, Morris y Fletcher (1987) demostraron que el hierro juega un papel importante en la solubilidad del cuarzo al formarse complejos  $\text{FeH}_3\text{SiO}_4^{2+}$  en la superficie del mineral que se liberan en condiciones oxidantes y elevan así los valores de solubilidad de dicho mineral.

Históricamente, la alteración del cuarzo en suelos se ha propuesto para casos donde el clima es agresivo (altas temperaturas y precipitaciones), como el propio de los climas tropicales húmedos (Krinsley y Doornkamp, 1973; Leneuf, 1973; Le Ribault, 1977; Buol y Eswaran, 1978; Eswaran y Stoops, 1979;

Flageollet, 1981; Eschenbrenner, 1987; Asumadu *et al.*, 1988; Fritsch, 1988; Pye y Mazullo, 1994; Marcelino y Stoops, 1996; Marcelino, Mussche y Stoops, 1999; Hseu *et al.*, 2007; Muggler, Buurman y Van Doesburg, 2007). En estos ambientes, la alteración se muestra con la presencia de abundantes campos de *etch-pits* (figuras de disolución) sobre la superficie de los granos del mineral, lo que permitió a Marcelino, Mussche y Stoops (1999) elaborar un índice del grado de alteración del suelo (*W*) a partir de estas marcas (tamaño y superficie cubierta) en los cuarzos.

También se ha postulado que la alteración del cuarzo en el suelo depende del tiempo de meteorización, pudiendo encontrarse formas de disolución avanzada, en cuarzos de suelos bajo climas templados, cuando la alteración es prolongada en el tiempo (White, 1981; Howard, Amos y Daniels, 1995; Scarciglia *et al.*, 2006; Singh, Parkash y Awasthi, 2009).

Sin embargo, nuestro Grupo de Investigación investigó y publicó en 2004 (Martín-García *et al.*, 2004) la presencia (evidenciada con imágenes de microscopía electrónica de barrido) de granos de cuarzo, procedentes directamente por edafogénesis de la roca madre, con abundantes muestras de alteración química (campos de *etch-pits*, golfos de corrosión y pérdida de materia intergranular) lo que permitió englobar a los horizontes en los que aparecieron dentro del Grado B de moderada alteración según el índice *W* de Marcelino, Mussche y Stoops (1999). Pero lo más interesante era que estos granos de cuarzo pertenecían a suelos que se suponían de mínima alteración química, como son los *Entisols*, procedentes de Sierra Nevada (sur de España). Estos suelos se desarrollaron bajo clima mediterráneo de montaña, y algunos en régimen de temperatura críico, donde clásicamente se ha pensado que los procesos eran fundamentalmente de meteorización física. Suelos, además, de muy poca edad. Por tanto, estas evidencias de alteración química encontradas por nuestro Grupo de Investigación en dichos cuarzos rompen el acuerdo de que se necesitan climas agresivos y tiempos prolongados para encontrar formas de disolución del cuarzo en el suelo.

En cuanto a las tipologías de suelos en las que se han descrito procesos de alteración del cuarzo, se incluyen los órdenes *Soil Taxonomy* de *Oxisols*, *Ultisols* y *Alfisols* (Eswaran y Stoops, 1979; Flageollet, 1981; White, 1981; Fritsch, 1988; Marcelino, Mussche y Stoops, 1999; Hseu *et al.*, 2007; Muggler, Buurman y Van Doesburg, 2007) a los que se suma *Entisols*, estudiado por nuestro equipo (Martín-García *et al.*, 2004).

Con todos estos antecedentes se pone, por tanto, en duda el paradigma de la inalterabilidad de este mineral en ambientes edáficos mediterráneos, teniendo en cuenta, no obstante, que los factores formadores del suelo como el clima y el tiempo transcurrido, así como el papel jugado por la tipología del suelo, controlarán, sin duda, el medio de alteración edáfico.

Como se ha comentado anteriormente, el cuarzo es uno de los minerales con la composición química más pura de la naturaleza ( $\text{SiO}_2$ ). Sin embargo, se han encontrado, en este mineral, iones distintos al  $\text{Si}^{4+}$  y  $\text{O}^{2-}$  en cantidades traza. Dichos iones deben su presencia a: 1) el reemplazamiento del  $\text{Si}^{4+}$  en el centro de los tetraedros principalmente por  $\text{Al}^{3+}$ , aunque también  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{Ge}^{4+}$ ,  $\text{P}^{5+}$  (Drees *et al.*, 1989, Götze *et al.*, 2001a), generando en ocasiones un déficit o exceso de carga positiva; 2) la entrada en los canales intersticiales, que discurren paralelamente al eje cristalográfico *c*, de iones  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Li}^+$ , y que ayudan al balance de cargas (Smith y Steele, 1984; Drees *et al.*, 1989; Müller *et al.*, 2003a y b); y 3) la existencia, en forma sólida, de óxidos en fisuras sub-microscópicas y/o componentes minerales de pequeño tamaño embebidos durante la cristalización del cuarzo, o en forma líquida, como inclusión de fluidos (Arias *et al.*, 2006; Muller, Totsche y Kogel-Knabner, 2007; Ilg *et al.*, 2008; Koele y Hildebrand, 2008; Reilly, Fishman y Baehr, 2009; Pateiro-Moure *et al.*, 2010; Perez-Sirvent *et al.*, 2010; Prudencio *et al.*, 2010).

La presencia de estos elementos traza en el cuarzo, proporciona información muy valiosa sobre la génesis de este mineral pudiendo diferenciar los cuarzos de origen plutónico de los de origen volcánico o metamórfico al igual que los que proceden de procesos hidrotermales (Götze *et al.*, 2004).

El estudio de granos de cuarzo en *Entisols* de Sierra Nevada ha mostrado una zonación compositiva de los mismos atribuible a la alteración, presentando los bordes mayores contenidos en hierro, aluminio, calcio, magnesio, sodio y potasio que el centro de los granos (Martín-García *et al.*, 2004). Martín-García *et al.* (2008) demostraron que la presencia de dichos elementos en la solución del suelo juega un papel importante en la dinámica de este mineral. Es desde dicha solución desde donde se producirá la entrada de los iones indicados a la red cristalina del cuarzo y la que marcará la zonación compositiva observada en los granos minerales.

Con todo esto, el análisis de la composición química del cuarzo, en cuanto a su contenido en elementos traza, puede aportar información sobre su origen en los medios de alteración edáficos.

De gran interés es el análisis de la catodoluminiscencia del cuarzo con microscopía electrónica de barrido, gracias a la que se pueden reconocer microfracturas, zonaciones, rasgos de deformación, etc. (Milliken, 1994; Seyedolali *et al.*, 1997; Kwon y Boggs, 2002), además de obtener datos sobre la composición elemental ya que la catodoluminiscencia del cuarzo puede deberse a la sustitución del  $\text{Al}^{3+}$  por  $\text{Si}^{4+}$  en el centro de los tetraedros, a variaciones en la concentración de elementos traza o a defectos en la estructura cristalina (Perny *et al.*, 1992; Götze y Plötze, 1997; Seyedolali *et al.*, 1997; Richter *et al.*, 2003).

En relación con la utilidad del cuarzo en estudios de génesis de suelos, y la importancia del microscopio electrónico de barrido como herramienta para los mismos, se ha de apuntar que el análisis de la morfoscopía y rasgos superficiales de los granos minerales es un método muy utilizado en Sedimentología, y por extensión en Edafología, como criterio para conocer las características del medio de transporte, así como las condiciones en que tuvo lugar el depósito en la cuenca de sedimentación (Al-Saleh y Khalaf, 1982; Culver *et al.*, 1983; Cater, 1984; Helland, Huang y Diffendal, 1997; Newsome y Ladd, 1999; Kenig, 2006; Prakongkep *et al.*, 2010).

Desde la década de los 60 del siglo XX se ha aplicado el microscopio electrónico de barrido a estas investigaciones por ser una técnica rápida y muy informativa. Además, el empleo de técnicas asociadas a éste, como la espectrometría de Rayos-X, permiten caracterizar la naturaleza química, e inferir la mineralógica, de los granos observados. En el caso del cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) esta técnica reporta datos mineralógicos fiables.

El cuarzo ha sido objeto de numerosos estudios de suelos y sedimentos por su carácter casi omnipresente y su gran abundancia. El tamaño de los granos de cuarzo que se analizan pertenece fundamentalmente al campo de la arena, debido a que éstos se concentran en ella y a que en este tamaño los clastos son relativamente resistentes a los procesos de alteración tanto física como química. En este ámbito, los rasgos morfológicos del cuarzo de la fracción arena observados con el microscopio electrónico de barrido han sido objeto de estudio por distintos autores, pudiendo destacar los trabajos de Krinsley y Donahue (1968), Margolis y Krinsley (1974), Le Ribault (1977), White (1981), Culver *et al.* (1983), Marcelino y Stoops (1996), Marcelino, Mussche y Stoops (1999), Delgado *et al.* (2003), Martín-García *et al.* (2004) y Prakongkep *et al.* (2010).



En los granos, según los casos, se puede mostrar un lenguaje genético indicativo de la historia de los procesos de alteración, disolución, transporte y deposición, incluyendo recrecimientos. Es importante destacar que estos rasgos superficiales se preservan durante largos periodos de tiempo, pues, a pesar de todo lo dicho, se trata de un mineral relativamente resistente, pudiendo existir vestigios sobreimpuestos de distintos procesos.

A diferencia de la Sedimentología, existen pocos estudios en génesis de suelos sobre la influencia de los procesos edafogénicos en la morfología de la superficie de los granos de cuarzo. Douglas y Platt (1977), Little, Armitage y Gilkes (1978) y White (1981) estudian la corrosión de los granos de cuarzo por efecto de la edafogénesis. Darmody (1985) desarrolla una técnica para caracterizar el grado de alteración del cuarzo del suelo a partir de los tipos de rasgos superficiales presentes en los granos. Todos estos trabajos han servido de base para la creación del índice *W* de Marcelino, Mussche y Stoops (1999), ya mencionado anteriormente. A estos estudios se deben sumar los ya citados de nuestro Grupo de Investigación (Delgado *et al.*, 2003; Martín-García *et al.*, 2004, 2008).

La ubicuidad del cuarzo en suelos y sus rasgos morfológicos, que reflejan sus distintas procedencias y los procesos edafogénicos a los que están sometidos en el suelo hacen de los granos de cuarzo unos “testigos” valiosos e irrefutables, una especie de “huellas dactilares” para la resolución parcial de ciertos delitos. El empleo del estudio de la morfología de los granos de cuarzo en forense está sobradamente ilustrado en la bibliografía; entre otros se puede citar a Bull y Morgan (2006), Morgan *et al.* (2006), Dawson y Hillier (2010) y Morgan *et al.* (2010).

### I.1.2.- LA FRACCIÓN ARENA DE LOS SUELOS

La fracción arena engloba todos los granos minerales con tamaños comprendidos entre 2000 y 50  $\mu\text{m}$  (sistema del *United States Department of Agriculture*, USDA) o entre 2000 y 20  $\mu\text{m}$  (sistema de la *International Union of Soil Science*, IUSS), siendo el primer rango, el de USDA, el más empleado por los investigadores. Los límites de tamaño superior e inferior se han establecido arbitrariamente, si bien parece ser que a partir de los 2000  $\mu\text{m}$  las partículas no se mantienen unidas ni aún estando húmedas (*wet cohesion*) y que por encima de aproximadamente 50  $\mu\text{m}$  las partículas no se mantienen unidas, incluso estando secas (*dry cohesion*) (Assallay *et al.*, 1998). En este amplio rango de tamaño se han establecido las siguientes subdivisiones en el sistema USDA: arena muy gruesa (2000-1000  $\mu\text{m}$ ), arena gruesa (1000-500  $\mu\text{m}$ ), arena media (500-250  $\mu\text{m}$ ), arena fina (250-100  $\mu\text{m}$ ) y arena muy fina (100-50  $\mu\text{m}$ ). En el sistema de la IUSS sólo se diferencian las subfracciones arena gruesa (2000-200  $\mu\text{m}$ ) y arena fina (200-20  $\mu\text{m}$ ). En esta Tesis Doctoral se ha adoptado una solución de compromiso entre los dos sistemas de clasificación, diferenciándose las subfracciones arena gruesa (2000-250  $\mu\text{m}$ ) y arena fina (250-50  $\mu\text{m}$ ).

En relación con el origen de la fracción arena en el suelo y los sedimentos, hay que tener en cuenta que las superficies de separación de los minerales, dentro de la roca, son zonas de debilidad, pues en el límite de los cristales los enlaces están insaturados y se facilita cualquier proceso de meteorización química. Así mismo, la unión de cristales de distinta naturaleza es poco coherente, debido, por ejemplo, al distinto coeficiente de dilatación, a la diferente fortaleza de los enlaces atómicos, etc.

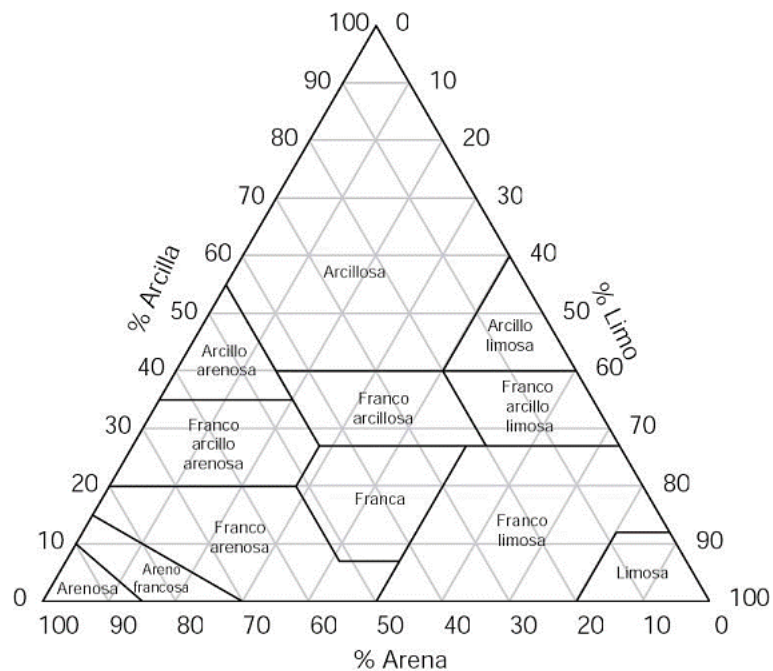
El sedimentólogo Smalley (1966) afirmó que las arenas de cuarzo son el material detrítico continental más universal (*universal continental detrital material*). Años antes, Wentworth (1933) sugirió que son los mecanismos de transporte los que tienen mayor efecto sobre la naturaleza de los depósitos detríticos, existiendo determinados procesos que seleccionan partículas tamaño arena. Pero también, algunos procesos geológicos pueden ser los que producen tamaños de partículas concretos. Ambos casos, no excluyentes, pueden dar prueba de la existencia de huecos (*gaps*), o saltos en el rango de tamaño de partículas detríticas, desde los fragmentos gruesos hasta la arcilla (Pettijohn, 1973). En este sentido, Tanner (1958) propuso los huecos 8-1 mm y 120-30  $\mu\text{m}$  para las partículas detríticas de los sedimentos, estableciendo el valor modal de la arena en 560  $\mu\text{m}$ .

La forma y el tamaño de los granos minerales presentes en los sedimentos, y en el suelo durante las primeras etapas de su formación, dependen en gran parte de la granulometría de los minerales compositivos de la roca madre que, a su vez, está relacionado con las condiciones de formación de la misma (Smalley, 1966; Smalley *et al.*, 2005). En este sentido, Blatt (1987) estableció algunos tamaños y características cristalinidad para el cuarzo en distintos tipos de rocas madre. En rocas plutónicas masivas el tamaño medio del cuarzo es de 720  $\mu\text{m}$ , presentándose como granos monocristalinos y policristalinos en similar proporción. En gneises el tamaño medio es similar que en el caso anterior, pero sólo el 20% lo constituyen granos monocristalinos. En esquistos el tamaño medio del cuarzo se reduce a 440  $\mu\text{m}$ , con un 40% de granos monocristalinos. De esta forma, los granos de cuarzo, en el inicio de su historia sedimentaria, pueden presentar un tamaño de 600  $\mu\text{m}$ , siendo un 40% de los mismos granos monocristalinos (Blatt, 1987). Éstos alcanzan un tamaño medio de 60  $\mu\text{m}$  en los sedimentos (Blatt, 1970). En cualquier caso, son tamaños incluidos dentro del rango granulométrico de la arena.

Como conclusión de estos estudios, se puede pensar que el tamaño medio de los granos del mineral cuarzo en las rocas sugiere la existencia de un control geoquímico para el mismo (Assallay *et al.*, 1998; Wright, 2007), lo que podría considerarse, por extensión, para el cuarzo del suelo en este tamaño arena. En el caso del suelo, además, habría que sumar la relativa inalterabilidad que lo caracteriza y permite su herencia y persistencia desde la roca. En efecto, en un sistema geoquímico primitivo se establece una reacción de tipo eutéctica entre la sílice y el feldespato que determina el tamaño arena inicial de las partículas. En este sistema, el cuarzo aparece en su forma de alta temperatura (cuarzo  $\beta$ ), que cambia a cuarzo de baja temperatura (cuarzo  $\alpha$ ) cuando se produce el enfriamiento. En esta transformación se generan esfuerzos tensores en el mineral al ser el cuarzo  $\alpha$  más denso. Se producen así los llamados “defectos de Moss” (Moss, 1966; Moss y Green, 1975) que son zonas de debilidad que permiten la fractura del mineral cuarzo cuando se somete a procesos de meteorización.

La fracción arena del suelo es importante desde la perspectiva de su granulometría (textura), desde el punto de vista genético, e incluso clasificatorio, y para su uso y aplicaciones. Sería demasiado extenso para este estudio tratar con detalle estos aspectos, por lo que se destacan sólo algunas cuestiones generales como introducción.

La fracción arena es el tercero de los vértices con el que se define la textura del suelo, junto al limo ( $50\ \mu\text{m}$ - $2\ \mu\text{m}$ ) y la arcilla ( $< 2\ \mu\text{m}$ ). En consonancia, existen clases texturales dominadas, o muy influidas, por la fracción arena: arenosa, areno francosa, franco arenosa, franco arcillo arenosa y arcillo arenosa (Figura I.4).



**Figura I.4.-** Triángulo textural.

Los horizontes y suelos que poseen estas texturas presentan, así mismo, unas propiedades agronómicas condicionadas por ellas, entre las que cabría citar: alta permeabilidad, alta velocidad de infiltración del agua, baja capacidad de retención de agua, baja estabilidad estructural, escaso desarrollo estructural, alta porosidad, alta difusividad de gases, baja CEC, bajos contenidos en bases de cambio y, en general, una fertilidad química desfavorable.

Recordar también que la fracción arena constituye una reserva de nutrientes del suelo que, por alteración de la misma, se liberan para las plantas, hecho capital en suelos con escasez de nutrientes por alteración y lavado extremos, como es el caso de los *Ultisols* y *Oxisols*.



### I.1.3.- LA FRACCIÓN LIMO DE LOS SUELOS

El limo, aunque es un material muy abundante en los medios superficiales, ha sido poco estudiado debido a que se ha utilizado, principalmente, para definir un rango de tamaño y no como un material con sentido litológico o sedimentológico (Assallay *et al.*, 1998).

Para los ingenieros civiles el limo engloba partículas con tamaños comprendidos entre 60 y 2  $\mu\text{m}$ ; para los sedimentólogos el límite superior del rango de tamaño es 62 o 63  $\mu\text{m}$ ; mientras que en edafología estos límites también cambian en función del sistema de escalas de tamaño tenido en cuenta. Así, según USDA (*United States Department of Agriculture*) este rango va desde 50 a 2  $\mu\text{m}$  mientras que para IUSS (*International Union of Soil Science*) el limo tiene un tamaño comprendido entre 20 y 2  $\mu\text{m}$ . Los límites de tamaño establecidos por USDA son los más empleados por los investigadores y los adoptados para el estudio del cuarzo tamaño limo en esta Tesis Doctoral.

El limo, al igual que la arena, está constituido principalmente por cuarzo y, del mismo modo, se considera un material detrítico continental universal (Smalley *et al.*, 2005). Es evidente la reducción del tamaño de los granos de cuarzo en la fracción limo de los suelos y sedimentos desde el material parental, que según Blatt (1970) es mayor del 90%. Este mismo autor (Blatt, 1987) asigna el origen del cuarzo tamaño limo y arcilla, en los medios superficiales, a un conjunto complejo de procesos, que incluye: 1) liberación directa de granos de cuarzo finos desde rocas metamórficas de bajo grado; 2) producción de granos de cuarzo finos por fracturación de granos mayores sometidos a procesos de meteorización y de formación del suelo; 3) generación de fragmentos de cuarzo por colisión entre granos durante el transporte de sedimentos; 4) producción de cuarzo autigénico durante la diagénesis de las arcillas; 5) cristalización de conchas de organismos silíceos depositados en sedimentos de grano fino.

Históricamente se ha considerado que la producción de limo, a gran escala, está asociada principalmente a la acción glacial o a los intensos procesos de meteorización en zonas de alta montaña tectónicamente activas (Smalley y Krinsley, 1978; Smalley y Smalley, 1983; Pye y Paine, 1984; Smalley, 1990; Béget, 1996; Assallay *et al.*, 1998). Esto se justifica porque los mayores depósitos de limo están asociados a zonas que han sido, o están siendo, sometidas a glaciación. Los autores han considerado la necesidad de procesos de elevada energía para producir partículas tamaño limo, siendo la molienda glacial un mecanismo muy efectivo (Smalley, 1966, 1971; Smalley y Vita-Finzi,

1968; Boulton, 1978; Smalley y Krinsley, 1978). Pero no sólo la elevada energía de los procesos glaciares influye en la acumulación de partículas tamaño limo; también el hecho de que el transporte de sedimentos por masas de hielo no genera granoclasificación (Riezebos y Van der Waals, 1974).

El Cuaternario ha sido considerado como un periodo rico en este material debido a la actividad tectónica y glacial que lo caracterizan (Assallay *et al.*, 1998). Sin embargo, los depósitos de limo actuales (principalmente como acumulaciones aluviales o eólicas) se reconocen también en zonas no sometidas a glaciación [Israel (Yaalon y Dan, 1974); Túnez (Coudé-Gaussen, 1987); Nigeria (McTainsh, 1987); Arabia Saudí (Vincent, 1998)] e igualmente son extensos en todo el registro sedimentario (Blatt, 1987; Irondo, 1999). Deben, por tanto, existir mecanismos de formación de limo distintos a los glaciares y que actúen durante largos periodos de tiempo. Son diversos los mecanismos propuestos (Smalley *et al.*, 1978; Pye, 1984, 1987, 1989, 1995; McTainsh, 1987; Smalley, 1990, Wrigth, 1993; Smith, 1994, Assallay *et al.*, 1998; Smith, Wright y Whalley, 2002), que según Pye (1989), pueden ser divididos en procesos de meteorización y procesos de abrasión/trituración. Dentro de los procesos de meteorización se diferencian los producidos por el hielo (Brockie, 1972; Minervin; 1980, 1984; Lautridou y Ozouf, 1982; Konishchev, 1987; Wright, 1993, 2000), por las sales (Goudie, 1974, 1977; Goudie, Cooke y Doomkamp, 1979, Sperling y Cooke, 1980a, b; Goudie y Day, 1981; Pye y Sperling, 1983; Wright, 1993; Goudie y Viles, 1997; Wright, Smith y Whalley, 1998) o por meteorización química (Nahon y Trompette, 1982; Pye, 1983; Pye y Mazzullo, 1994). Entre los procesos de abrasión/trituración se distinguen los generados por la acción fluvial (Wright y Smith, 1993; Wright, 2001a) por la acción eólica (Whalley *et al.*, 1982, 1987; Wright, 2001a y b) o por la acción glacial (Wright, 2001a). La posibilidad de que procesos distintos a los glaciares sean capaces de producir granos de cuarzo tamaño limo se ve reforzada por estudios de laboratorio que demuestran una limitada producción de partículas finas por acción glacial (Wright, 1995). Además, Whalley (1978), Nahon y Trompette (1982) y Pye (1984, 1989, 1995) indicaron que gran parte del material transportado por las masas de hielo puede ser material erosionado de los lechos rocosos alterados y de los perfiles de meteorización, entendidos estos como las regolitas (ver también Hall, 1985, 1986; Godard, 1989). Estas regolitas son abundantes en la superficie de la Tierra, principalmente en zonas tropicales donde las condiciones de temperatura y humedad son más favorables para la alteración química de los minerales

formadores de las rocas. Aún así, también se han reconocido en zonas con condiciones climáticas más frías (Smith y McAlister, 1987). Se diferencian dos tipos de perfiles de meteorización en función del tamaño de partícula que los caracteriza: los perfiles arenosos, comunes en ambientes templados (Lundqvist, 1985; Hall, 1985, 1986) y los arcillosos, comunes en ambientes húmedos tropicales (Eswaran y Bin, 1978). En ambos casos el contenido en limo es bajo debido a la resistencia del cuarzo ante los procesos de alteración, permaneciendo principalmente como partículas tamaño arena. Sin embargo, Twidale (1982) observó la desintegración del mineral cuarzo por procesos de alteración física y química y Nahon y Trompette (1982) reconocieron cantidades importantes de cuarzo tamaño limo en regolitas de regiones tropicales, ecuatoriales y Mediterráneas. Además, observaron un mayor contenido de éste en los horizontes superficiales de los perfiles de alteración debido a una progresiva disolución del cuarzo durante la actuación de los procesos edafogénicos (Chartres y Walker, 1988). Según Wright (2007), en estos perfiles de alteración los granos de cuarzo tamaño limo muestran formas angulares o sub-angulares y superficies de fractura frescas.

Al igual que se describió para el mineral cuarzo en arenas, en el caso del limo el factor que favorece la generación de partículas de dicha fracción es la presencia de grietas en la superficie y límites de los granos de cuarzo (Riezebos y Van der Waals, 1974). Éstas actúan como zonas de debilidad que favorecen la generación de partículas de menor tamaño cuando sobre ellas tienen lugar procesos de meteorización y/o abrasión. El origen de estas grietas puede estar relacionado con la presencia y concentración de los denominados “defectos de Moss” en la estructura del mineral (Moss, 1966; Moss y Green, 1975). Como se ha comentado en el apartado anterior, estos defectos se generan con los esfuerzos tensores que aparecen en el cuarzo en su transformación de cuarzo  $\beta$  a cuarzo  $\alpha$ . Así, favorecen la fragmentación de las partículas de cuarzo cuando son sometidas a procesos de meteorización, pudiendo ser desprendidas directamente desde la roca madre (Riezebos y Van der Waals, 1974; Moss y Green, 1975). Smalley *et al.* (2005) consideran que los “defectos de Moss” producen partículas limo con un tamaño modal de 20 a 60  $\mu\text{m}$ . En este sentido, Wright (2007) reconoce masas de cuarzo en regolitas de ambientes templados que actúan como “minas” potenciales de partículas tamaño limo. En dichas masas se reconocen distintos sistemas de fractura que favorecen su fragmentación durante la actuación de procesos de meteorización, de



edafogénesis o de retrabajamiento de los materiales por distintos procesos geomórficos. Según la autora, estas fracturas están asociadas, en última instancia, a las zonas de debilidad generadas por la presencia de los “defectos de Moss”.

Tal y como se ha comentado al principio de este apartado, el limo ha sido históricamente usado como una fracción granulométrica más que como un material con sentido genético. Aún así, existen algunos trabajos en los que se analiza la morfología y texturas superficiales de los granos de cuarzo tamaño limo de sedimentos para mostrar distintas procedencias (Haines y Mazzullo, 1988; Mazzullo *et al.*, 1992). Así, Haines y Mazzullo (1988) reconocen granos cristalinos y fracturados procedentes de rocas cristalinas, granos con recrecimientos superficiales típicos de rocas sedimentarias cuarzo-cementadas, granos fracturados producto de la actuación de procesos glaciales y granos de cuarzo de origen eólico.

Al igual que la fracción arena, la fracción limo es un componente principal para definir la textura del suelo. Existen clases texturales dominadas, o muy influidas, por la fracción limo: limosa, franco limosa, franco arcillo-limosa y arcillo limosa (Figura 1.4).

Estas clases texturales están íntimamente relacionadas con unas propiedades y comportamiento específicos del suelo. Entre ellas se destacan: deficiente fertilidad física, riesgo de sellado y encostramiento superficial, baja velocidad de infiltración, importante inestabilidad estructural, permeabilidad media-baja, compacidad media, alta erosionabilidad, deficiente almacenamiento de nutrientes, media-baja capacidad de retención de agua.

## I.1.4.- ZONA DE ESTUDIO: LA PROVINCIA DE GRANADA

### I.1.4.1.- Localización

La provincia de Granada, situada al Sureste de España, pertenece a la denominada Andalucía oriental o mediterránea, también conocida como la Alta Andalucía al ser una zona con la mayor parte de su territorio continental y muy montañoso. Se encuentra limitada al Suroeste y Oeste por la provincia de Málaga, al Oeste por la provincia de Córdoba, al Norte por la provincia de Jaén, al Noreste por Albacete y Murcia, al Este por Almería y al Sur por el mar Mediterráneo (Figura I.5).

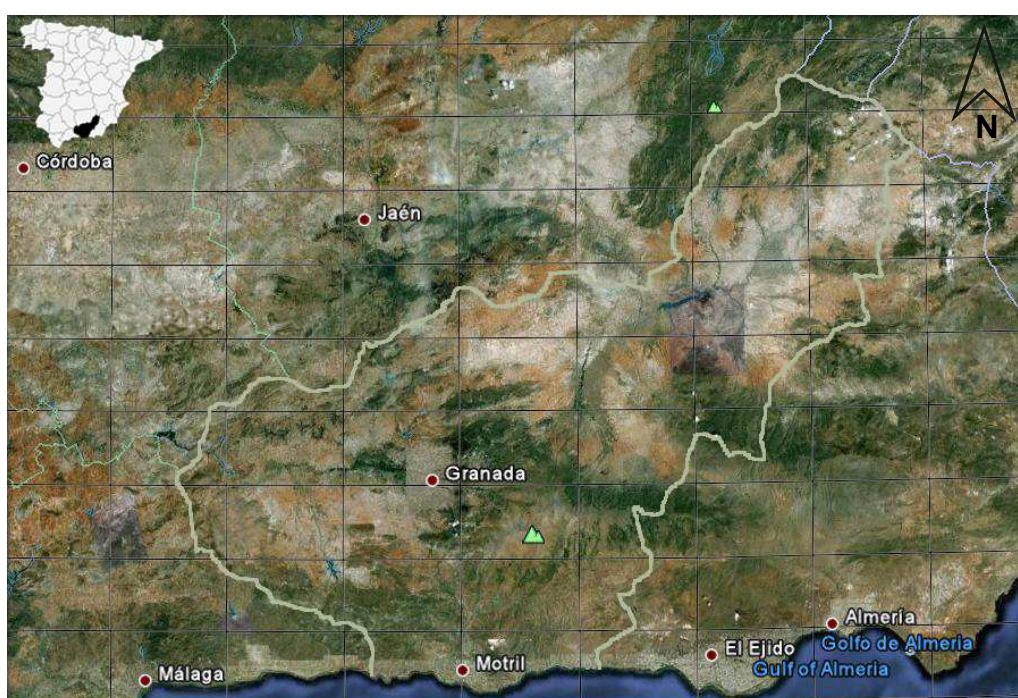


Figura I.5.- Mapa de localización de la provincia de Granada.

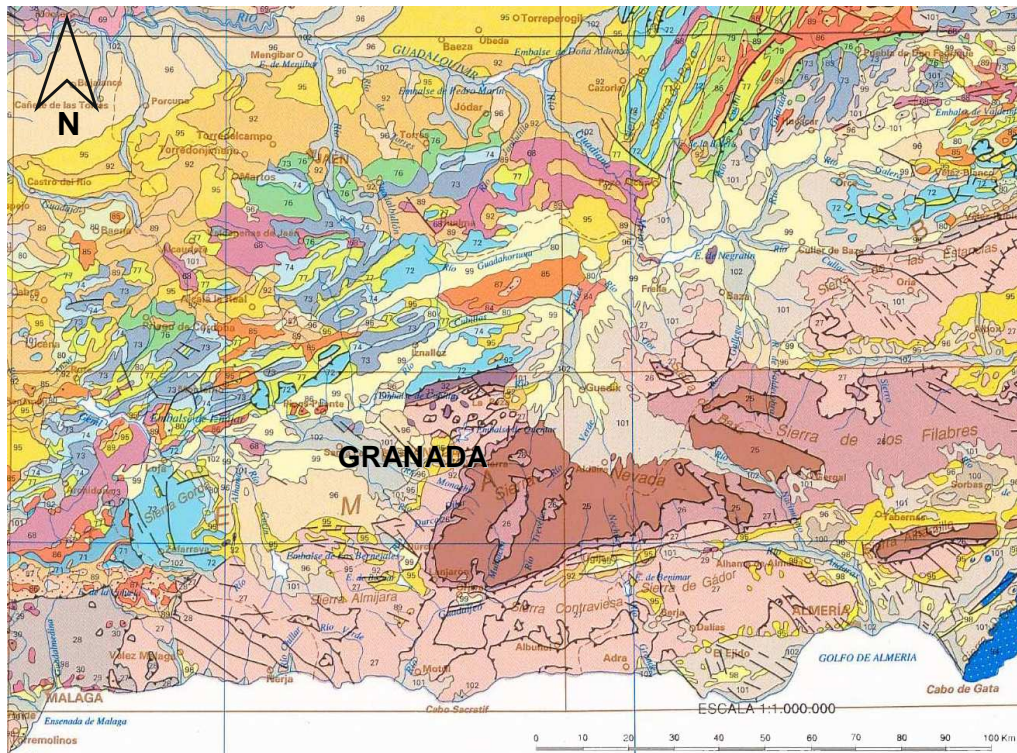
### I.1.4.2.- Geología

La posición de la provincia de Granada en el centro de las Cordilleras Béticas, determina la compleja geología que la caracteriza. Se diferencian dos amplios ámbitos geológicos, paralelos entre sí, que se ponen en contacto en la parte central de la provincia: las Zonas Externas y las Zonas Internas (Figura I.6).

#### Zonas Externas

Las Zonas Externas se corresponden con el margen continental Sur del Macizo Ibérico. Son de edad Mesozoico-Mioceno medio y están constituidas por

rocas sedimentarias deformadas pero poco o nada afectadas por metamorfismo (Vera y Martín-Algarra, 2004; Jabaloy, Galindo y Sanz de Galdeano, 2008). En estas Zonas se distinguen dos Dominios tectonoestratigráficos, el Prebético y el Subbético (Vera y Martín-Algarra, 2004) diferenciados por la acción de un proceso de *rifting* (Azéma *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1980, 1989; Vera, 1988, 2001).



**Figura I.6.-** Mapa geológico de la provincia de Granada a escala 1:1.000.000. Modificado del mapa geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, 1994.

El Prebético, que aflora en el extremo Norte de la provincia de Granada en las Sierras de Castriil y Seca, es el Dominio externo constituido por sedimentos continentales y marinos someros depositados principalmente durante el Triásico y hasta el Mioceno medio (Vera *et al.*, 2004; Jabaloy, Galindo y Sanz de Galdeano, 2008). Estos materiales conformaron una plataforma marina somera situada junto a los relieves emergidos del macizo Ibérico (Jabaloy, Galindo y Sanz de Galdeano, 2008). Dentro del Dominio Prebético se diferencian dos grandes unidades tectónicas: el Prebético Externo y el Prebético Interno (Azéma *et al.*, 1979; García-Hernández *et al.*, 1980). La primera está constituida por escamas fuertemente imbricadas que se corresponden con la parte deformada de la zona Norte de la cuenca, cercana al continente ibérico.

Por su parte, el Prebético Interno está formado por grandes pliegues y cabalgamientos subordinados, con un amplio desarrollo de rocas sedimentarias del Cretácico que ponen de manifiesto la existencia de un medio de depósito más distal (Vera *et al.*, 2004).

El Dominio Subbético lo constituyen sedimentos marinos pelágicos de edades comprendidas entre el Triásico y el Mioceno medio (Vera *et al.*, 2004; Jabaloy, Galindo y Sanz de Galdeano, 2008). Éste se reconoce desde la Sierra de Orce y la Sagra hasta Sierra Gorda de Loja (Jabaloy, Galindo y Sanz de Galdeano, 2008).

Según Foucault (1962), García-Dueñas (1967), Sanz de Galdeano (1973) y Ruiz-Ortiz (1980, 1981), en el sector central del Subbético se diferencian cuatro conjuntos de unidades tectónicas, cabalgantes entre sí, que de Norte a Sur son: 1) las Unidades Intermedias o Dominio Intermedio, que fue el más subsidente y en el que se alcanzaron las mayores potencias del Jurásico y Cretácico de toda la cuenca; 2) el Subbético Externo, en el que la subsidencia fue mínima durante el Jurásico medio y superior desarrollándose así facies condensadas; 3) el Subbético Medio, el cual tuvo una mayor subsidencia durante el Jurásico y Cretácico, depositándose facies margosas con intercalaciones de rocas volcánicas submarinas; 4) el Subbético Interno, que constituyó un umbral pelágico poco subsidente durante el Jurásico medio-superior (Vera *et al.*, 2004).

### Zonas Internas

Las Zonas Internas, bien representadas en la provincia de Granada, están formadas esencialmente por rocas metamórficas y se dividen en tres Complejos superpuestos entre sí por cabalgamientos, que en orden ascendente son el Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide (Puga, Díaz de Federico y Fontboté, 1974; Lillo, 1980).

El Complejo Nevado-Filábride, de edad permotriásica y más antigua, fue definido inicialmente por Egeler (1963) y está constituido por materiales metamórficos organizados en lo que se denominan Unidades Inferiores y Unidades Superiores del Complejo Nevado-Filábride (Martín-Algarra *et al.*, 2004). Las Unidades Inferiores están formadas por esquistos grafitosos con intercalaciones de cuarcitas y niveles de mármoles grafitosos y anfibolitas (Puga, 1976; Martínez-Martínez, 1986; Puga, Díaz de Federico y Nieto, 2002). Por su parte, en las Unidades Superiores se diferencian dos sucesiones de materiales (Nijhuis, 1964; Puga, 1976, García-Dueñas, Martínez Martínez y Soto, 1988; de



Jong y Bakker, 1991; Puga, Díaz de Federico y Nieto, 2002): la sucesión inferior, con esquistos grafitosos oscuros e intercalaciones de cuarcitas, meta-areniscas y gneises, y la sucesión superior, constituida por esquistos albíticos de colores claros, con intercalaciones de cuarcitas y con niveles de gneises y mármoles, por metabasitas, serpentinitas, anfibolitas y micaesquistos anfibólicos y por mármoles con intercalaciones metapelíticas (Martín-Algarra *et al.*, 2004).

El Complejo Alpujárride está formado por metasedimentos del Paleozoico-Mesozoico (Martín y Braga, 1987; Tubía *et al.*, 1992; Jabaloy, Galindo y Sanz de Galdeano, 2008), en el que se reconoce un metamorfismo alpino de moderado a intenso (Vera., 2004). Dentro de este Complejo se diferencian tres conjuntos denominados Alpujárride Inferior, Intermedio y Superior (Aldaya, García-Dueñas y Navarro-Vilá, 1979; Martín-Algarra, 1987; Tubía *et al.*, 1992; Sanz de Galdeano, 1997; Azañón *et al.*, 2002) y las denominadas Unidades Intermedias del Complejo Alpujárride, que se encuentran en transición con el Complejo Maláguide (Sanz de Galdeano *et al.*, 2001).

El Complejo Maláguide consiste en una cobertera no metamórfica, de edad Triásico-Mioceno inferior, situada encima de un basamento pre-Pérmico (Jabaloy, Galindo y Sanz de Galdeano, 2008). Los materiales postríasicos son sedimentos marinos poco potentes y de facies de ambientes tropicales depositados en plataformas carbonatadas someras con algunas influencias hemipelágicas. Las facies terciarias son más variadas, encontrando desde sedimentos continentales a materiales turbidíticos (Martín-Algarra *et al.*, 2004).

En la provincia de Granada las Zonas Internas afloran en la parte central y sur de la misma. El Complejo Maláguide aflora principalmente al Norte de la provincia en la Sierra de Huétor, el Complejo Nevado-Filábride ocupa el núcleo de Sierra Nevada y la parte Sur de la Sierra de Baza y, finalmente, el Complejo Alpujárride está representado en el resto de del área de las Zonas Internas de esta provincia (Jabaloy, Galindo y Sanz de Galdeano, 2008).

Entre las Zonas Externas e Internas, y superpuestas a ellas, existen un conjunto de cuencas intramontañosas del Neógeno, representadas en la provincia de Granada por las depresiones de Granada y Guadix-Baza. Estas cuencas se encuentran en el límite entre ambas Zonas y estuvieron conectadas con el mar Mediterráneo hasta el Tortoniense tardío. Al final del Tortoniense-principios del Messiniense comenzaron a tener una sedimentación continental (Vera, 2000).

#### **I.1.4.3.- Relieve**

La provincia de Granada está englobada dentro de las Cordilleras Béticas, que hacen de ella una de las provincias españolas de mayor altitud media. Dentro de esta provincia se diferencian tres grandes conjuntos orográficos: Cordillera Subbética, Cordillera Penibética y Surco Intrabético.

La Cordillera Subbética se ubica al Norte de la provincia. Tiene altitudes moderadas inferiores a los 2000 m, consiste en un conjunto de sierras, de pliegues complejos y de naturaleza eminentemente caliza, entre las que destacan las Sierras de la Sagra, Segura, Arana y Parapanda. La Cordillera Penibética se sitúa al Sur de la provincia y es la que presenta las principales serranías entre las que se encuentra Sierra Nevada, el macizo de mayor altitud de la Península Ibérica, con las cumbres del Mulhacén (3482 m) y el Veleta (3393 m). Otras Sierras que la conforman son las de Baza, Almirajara, Lújar, Contraviesa y Tejeda. Por último, el Surco Intrabético o Penibético, ubicado en el centro de la provincia, consiste en una línea de depresiones que separa las dos unidades anteriormente descritas. Las principales depresiones son, de SW a NE, la de Granada y la de Guadix-Baza, caracterizadas por un progresivo aumento de su altitud en este sentido.

Esta configuración geográfica de la provincia de Granada, junto con su litología y evolución geológica, han determinado el modelado de la misma con importantes contrastes de su relieve. Se reconocen desde cumbres escarpadas, con altitudes superiores a los 3400 m como la de Sierra Nevada, hasta depresiones ocupadas por materiales margosos que dibujan suaves lomas onduladas. Respecto al litoral de la provincia decir que es una zona acantilada, de unos 100 km de longitud, muy abrupta y rectilínea (Pérez Pujalte *et al.*, 1980).

#### **I.1.4.4.- Clima**

Dada la gran variedad en el relieve que caracteriza a la provincia de Granada, junto con su elevada altitud media y su posición respecto a los grandes centros de acción atmosférica y cercanía al mar Mediterráneo, la climatología de esta provincia es una de las más complejas de Andalucía, registrando grandes contrastes climáticos. Se diferencian tres grandes regiones climáticas: 1) las altiplanicies y depresiones interiores, 2) las serranías y 3) el litoral mediterráneo (Pérez Pujalte *et al.*, 1980).

Las altiplanicies y depresiones interiores son las que ocupan la mayor extensión de la provincia y se caracterizan por una altitud media considerable,

haciendo que más de tres cuartas partes de la provincia de Granada se encuentren por encima de los 500 m de altitud. El clima que caracteriza a estas zonas se clasifica como mediterráneo continental, con veranos calurosos, secos, soleados y sin nubes e inviernos fríos, y de larga duración, con nubosidad intermedia y lluvias relativamente abundantes. La primavera y el otoño son estaciones mal definidas, húmedas y con temperaturas suaves.

El litoral mediterráneo de la provincia de Granada se caracteriza por un clima templado-cálido, de matiz subtropical. En esta zona se registran unas elevadas temperaturas medias anuales y bajas precipitaciones, que suelen ser de carácter torrencial, principalmente en las estaciones de invierno y primavera.

Ambas regiones climáticas, tan contrastadas, están separadas por las serranías, cuyas características climatológicas están muy bien representadas en Sierra Nevada. Estas regiones presentan veranos secos, con temperaturas suaves y de intensa insolación. Por su parte, los inviernos son muy fríos y prolongados, con presencia de nieve como rasgo meteorológico más característico (Pérez Pujalte *et al.*, 1980).

Hay que decir que en la provincia de Granada las precipitaciones disminuyen hacia el Este debido a que los frentes atmosféricos entran por el Oeste. Además, tanto la temperatura como las precipitaciones de la provincia varían con la altitud, siendo un carácter de gran importancia en la dinámica climática de Sierra Nevada.

#### **I.1.4.5.- Vegetación y uso**

La provincia de Granada se encuentra situada en la denominada Región biogeográfica Mediterránea (Rivas Martínez, 1987), caracterizada por una escasez e irregularidad de las precipitaciones y con unos periodos estivales muy secos. De esta forma las especies vegetales reconocidas en esta Región son predominantemente xerófilas (resistentes a la sequía) y de hoja perenne. Dentro de esta Región biogeográfica, la vegetación de la provincia de Granada se engloba en la Subregión Mediterránea occidental, de la Superprovincia Mediterráneo-Iberoatlántica y de la Provincia Bética. Esta Provincia, a su vez, queda dividida en siete Sectores, tres de los que están representados en la provincia de Granada: Sector Malacitano-Almijareense, Sector Alpujarreño-Gadoreense y Sector Nevadense (Rivas Martínez, 1987).

Los contrastes en las condiciones climáticas referidos en el apartado anterior, determinados principalmente por diferencias altitudinales en la provincia

de Granada, hacen que se distingan varios Pisos bioclimáticos definidos por distintas variables termodinámicas<sup>1</sup> y en los que se reconoce una vegetación característica. Los parámetros termodinámicos y la vegetación característica, según Rivas Martínez (1987), se indican a continuación.

#### Piso termomediterráneo

Se localiza por debajo de los 700-800 m de altitud y está definido por las siguientes variables termodinámicas: T de 17 a 19 °C; m de 4 a 10 °C; M de 14 a 18 °C; It de 350 a 470; H XII-II. La vegetación característica de esta zona estaría constituida por un encinar combinado con un matorral de lentisco (*Pistacia lentiscos*) enebros, candiles (*Aristolochia baetica*) y zarzaparrilla (*Smilax aspera*). También se reconocen romerales (*Rosmarinus officinalis*) aulagares (*Ulex parviflorus*) y jarales.

#### Piso mesomediterráneo

Se extiende desde los 800 m a los 1300 m de altitud y está definido por las siguientes variables termodinámicas: T de 13 a 17 °C; m de -1 a 4 °C; M de 9 a 14 °C; It de 210 a 350; H X-IV. La vegetación que se puede encontrar en este Piso bioclimático es lentisco (*Pistacia lentiscos*), acebuche y zarzaparrilla (*Smilax aspera*). Sobre los suelos silíceos se reconoce el encinar, aunque con pocas especies representadas, junto a enebro, torvisco y madreSelva (*Lonicera etrusca*).

#### Piso supramediterráneo

Este Piso bioclimático se extiende desde los 1300 m a los 1900 m de altitud, siendo las variables termodinámicas que lo definen las siguientes: T de 8 a 13 °C; m de -4 a -1 °C; M de 2 a 9 °C; It de 60 a 210; H IX-VI. Las especies vegetales predominantes son el melojo y, en menor medida, el quejigo y el arce, que se desarrollan en formaciones boscosas. Más frecuentes son los encinares, desarrollados entre los 1300 m y 17050 m de altitud tanto sobre suelos carbonatados como sobre rocas ácidas. Éstos están dominados por la encina y, según el tipo de suelo y altitud, por vegetación arbustiva de enebros (*Juniperus*

---

<sup>1</sup> Variables termodinámicas: T: temperatura media anual; m: temperatura media de las mínimas del mes más frío; M: temperatura media de las máximas del mes más frío; It: índice de termicidad (T+m+M) 10; H: heladas estadísticamente posibles en los distintos meses del año (I, Enero....XII, Diciembre).



*oxycedrus*), agracejo (*Berberis hispanica*), torvisco (*Daphne gnidium*), rusco (*Rucus aculeatus*) y majuelo (*Crataegus monogyma*).

#### Piso oromediterráneo

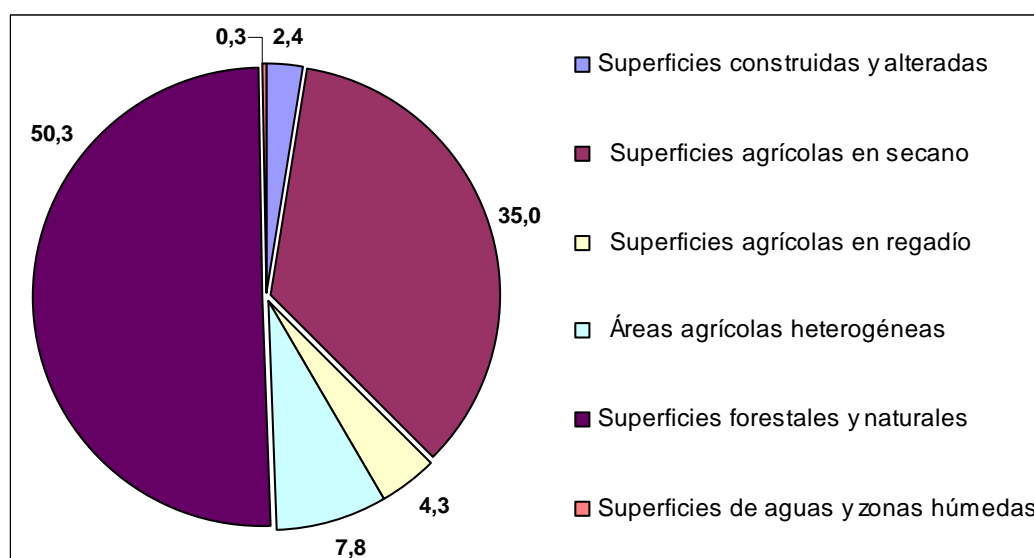
A partir de los 1900 m de altitud, y hasta los 2800 m de altitud, se extiende el Piso oromediterráneo, que está definido por las siguientes variables climáticas: T de 4 a 8 °C; m de -7 a -4 °C; M de 0 a 2 °C; It de -30 a 60; H I-XII. La vegetación característica de este Piso bioclimático está representada por pinares, sabinas y un matorral pulvinular. Los ejemplares de porte arbóreo los constituye el pino silvestre (*Pinus sylvestris*). Los sabinas están representados por la sabina rastrera con las especies *Juniperus sabina*, *Juniperus communis* subsp. *hemisphaerica* y *Prunus ramburii*. Por último el matorral está representado por las especies *Vella spinosa*, *Erinacea anthyllis* y *Bupleurum spinosum*. Dentro de este Piso oromediterráneo, y sobre suelos más evolucionados, aparecen enebrales y piornales, formando comunidades ricas en *Arenaria imbricata* y *Festuca indigesta*. En áreas calcáreas de mayor altitud, la escasez de suelo hace que se desarrolle un espinal con sabinas y enebros mezclado con un tomillar almohadillado.

#### Piso criomediterráneo

Se desarrolla a partir de los 2800-2900 m de altitud. Las variables climáticas que lo definen son: T < 4 °C; m < -7 °C; M < 0 °C; It < -30; H I-XII. Las condiciones climáticas extremas, características de este Piso bioclimático, impiden el desarrollo de especies leñosas, estando la vegetación que lo caracteriza formada por los pastizales nevadenses de alta montaña o pastizales de montaña, conocidos en Granada como borreguiles.

Los datos de usos del suelo y coberturas vegetales características de la provincia de Granada quedan resumidos en la Figura I.7.

Más de la mitad (50,3%) de las coberturas de la provincia de Granada son superficies forestales y naturales. Le siguen, con un 35%, superficies agrícolas en secano. El resto de superficies se distribuyen en porcentajes menores al 5% y están destinadas al cultivo mixto (secano y regadío), al cultivo de regadío y a la construcción. Un mínimo porcentaje de la superficie de la provincia de Granada está ocupado por masas de agua.



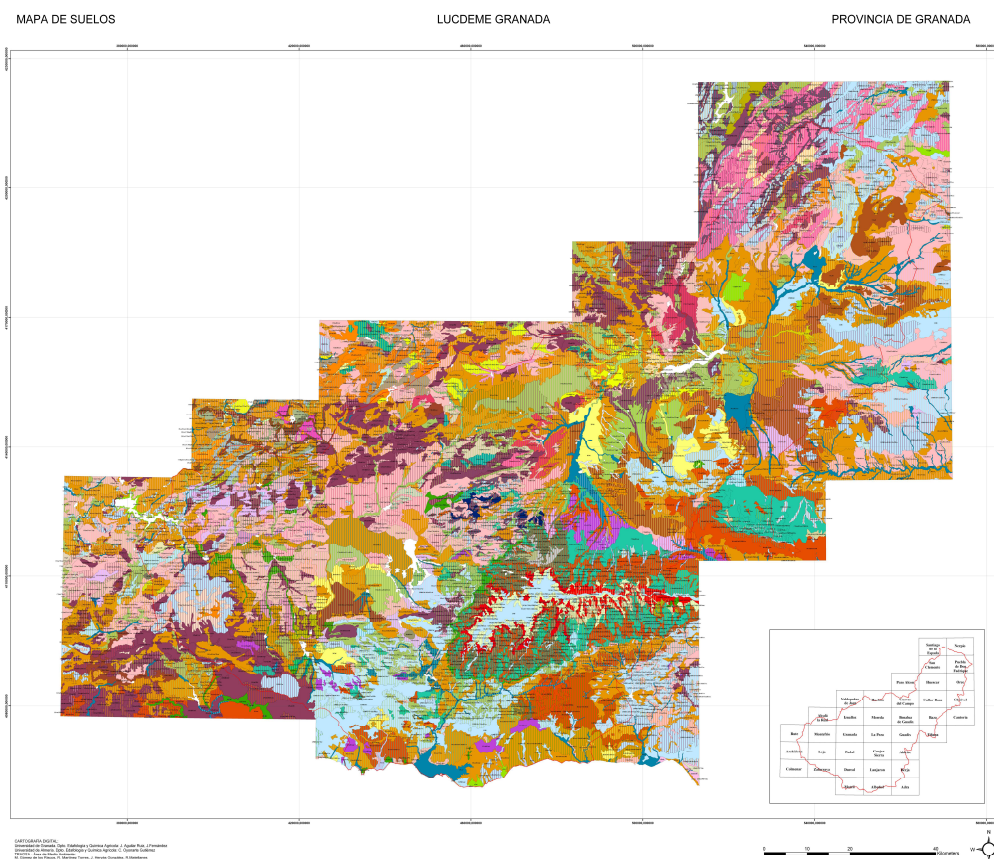
**Figura I.7.-** Distribución porcentual de superficies de usos y coberturas vegetales en Granada. Datos obtenidos de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía (2007).



## I.1.5.- ANTECEDENTES SOBRE LOS SUELOS ESTUDIADOS

### I.1.5.1.- Los suelos de la provincia de Granada

El tapiz edáfico de la provincia de Granada está conformado por gran variedad de suelos dada su diversidad litológica, climática, de vegetación y contrastes de relieve ya referidos anteriormente (Figura I.8).



**Figura I.8.-** Mapa de suelos de la provincia de Granada. LUCDEME

Cartografía digital: Universidad de Granada. Dpto. Edafología y Química Agrícola: J. Aguilar Ruiz, J. Fernández; Universidad de Almería. Dpto. Edafología y Química Agrícola: C. Onoyarte Gutiérrez; TRAGSA-Área de Medio Ambiente: M. Gómez de los Riscos, R. Martínez Torres, J. Hervás González, R. Matellanes.

Dirección del Proyecto: Ministerio de Medio Ambiente-Dirección General para la Biodiversidad: L. Rojo Serrano

Pérez Pujalte *et al.* (1980) diferencian nueve tipos de suelos en la provincia de Granada: 1) Litosoles: son suelos de poca evolución desarrollados sobre los relieves abruptos calizos y que están sometidos a un constante rejuvenecimiento a causa de la erosión sufrida; 2) Regosoles: son suelos desarrollados sobre rocas poco cementadas con una gran variedad en su naturaleza litológica. Están ampliamente representados en la provincia de Granada y su gran diversidad hace que se agrupen en tres tipos: Regosoles calcáreos, Regosoles eútricos y Regosoles dístricos; 3) Fluvisoles: son suelos

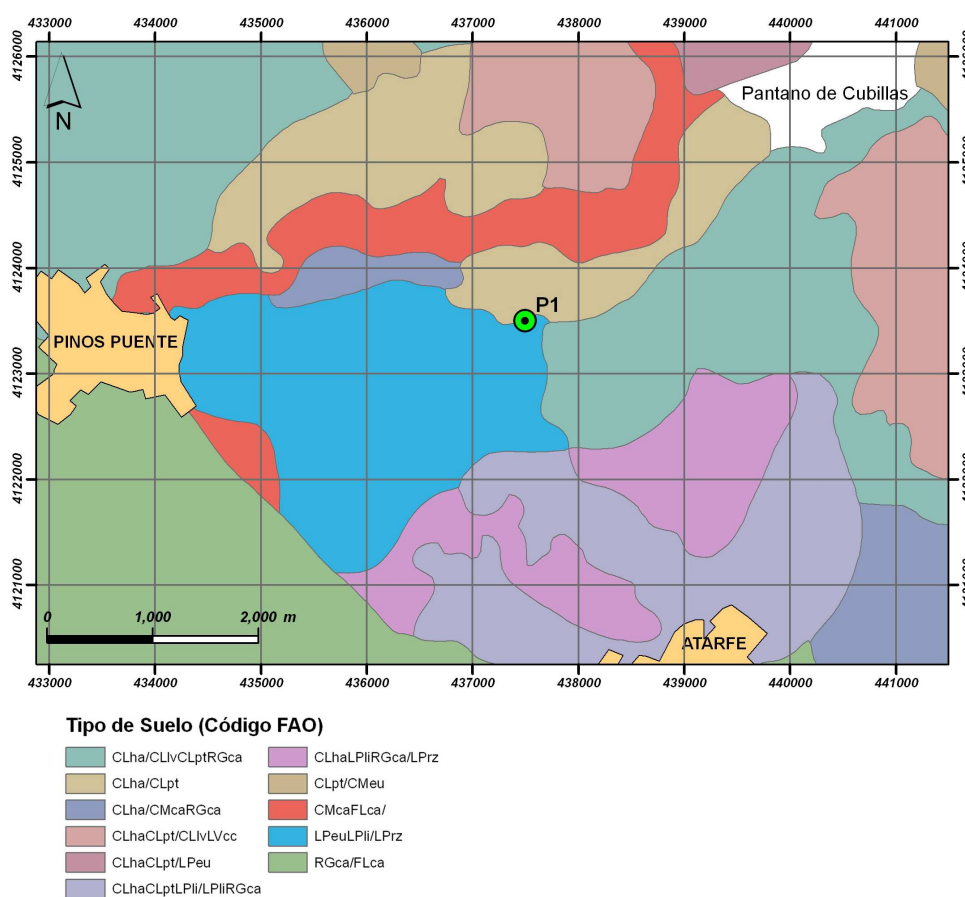
desarrollados sobre materiales poco consolidados procedentes de la acción aluvial de los ríos. Se caracterizan por ser relativamente profundos y presentar numerosas discontinuidades litológicas debidas a la dinámica fluvial; 4) Cambisoles: estos suelos son los que mayor representación tienen en la provincia, dada la diversidad climática y naturaleza de las rocas madre que la caracterizan. Estos suelos también se agrupan en varios tipos que son: Cambisoles cálcicos, Cambisoles eútricos, Cambisoles dístricos y Cambisoles gléicos. De todos ellos, los Cambisoles cálcicos son los más extendidos en la provincia de Granada ya que en ella hay un mayor predominio de materiales de naturaleza carbonatada, sobre todos aquellos de edad Terciaria y Cuaternaria; 5) Xerosoles: estos suelos se localizan en las zonas más áridas de la provincia y se caracterizan por haberse desarrollado sobre margas yesíferas en zonas con un régimen de humedad arídico; 6) Luvisoles: se trata de suelos desarrollados sobre gran variedad de materiales poco consolidados y que sufren una importante traslación de las arcillas desde los horizontes superiores, las cuales se acumulan en profundidad. En la provincia de Granada estos suelos mayoritariamente pertenecen al grupo de los Luvisoles crómicos; 7) Vertisoles: son suelos poco extendidos en la provincia y desarrollados sobre materiales con un elevado contenido en arcillas hinchables (tipo esmectitas); 8) Solonchaks: estos suelos se caracterizan por desarrollarse sobre materiales que contienen sales, principalmente yeso, y en zonas llanas o incluso en depresiones a las que llega el agua de escorrentía que lava los materiales salinos adyacentes y que está cargada de sales solubles; 9) Histosoles: se trata de suelos con un elevado contenido en materia orgánica, siendo característica la presencia de un horizonte hístico en su secuencia. En la provincia de Granada estos suelos están principalmente localizados la Vega de El Padul, situada al Sur de Granada capital y estos suelos actualmente son explotados como turba.

#### **I.1.5.2.- Los suelos de las zonas seleccionadas para el estudio**

Existe un número importante de estudios que se han centrado en la génesis y cartografía de los suelos de la provincia de Granada, especialmente los ubicados en el macizo de Sierra Nevada. En este apartado se expondrán los estudios previos sobre los suelos seleccionados para la presente Tesis Doctoral, a saber: un suelo en Sierra Elvira, dos suelos en el macizo de Sierra Nevada, un suelo en el Llano de la Perdiz y, por último, un suelo en la Vega de Granada (ver Parte II de esta Tesis Doctoral).

Para el desarrollo de esta Tesis Doctoral la trascendencia del macizo de Sierra Nevada es doble, pues dos de los perfiles que han sido seleccionados se ubican en dicho macizo y, además, constituye el área fuente del material de partida de otros dos.

Los suelos de Sierra Elvira, donde se ha muestreado el perfil P1 (Figura I.9), fueron estudiados, en sus tipologías más frecuentes, por Pérez Rayo *et al.* (1987a, 1987b), con el objetivo, claramente ecológico, de su relación con la vegetación que soportan. Bajo piornal y encinar el suelo se clasificó como *Rendzina*, presentando en el caso del encinar un perfil Ah-Bw-Ck de más de 70 cm de *solum*, carbonatado, con textura franco arcillo limosa y con un contenido de carbono orgánico en el horizonte Ah sobre el 3%. Bajo tomillar, matorral y pastizal, comunidades muy frecuentes en Sierra Elvira, los suelos son de menos desarrollo clasificándose como *Rendzina litoral* y *Phaeozem calcáreo*.



**Figura I.9.-** Mapa de suelos en las inmediaciones del perfil P1. Leyenda en Anexo I.

Los primeros estudios sobre los suelos de Sierra Nevada se remontan a las décadas de los cuarenta y cincuenta del Siglo XX (Gutiérrez Ríos y Medina Ortega, 1946, 1950; Hoyos de Castro y Medina Ortega, 1951; Franz, 1956; y Raya, 1959), los cuales centraron sus estudios en la génesis y geoquímica de los suelos, estableciendo toposecuencias en bandas concéntricas con la altitud y considerando la importancia de la roca madre, la orientación y la altura en la génesis de estos suelos.

En el Mapa de Suelos de España a escala 1:1000000 (Guerra *et al.*, 1968), aparece una clara distinción de suelos de dominio silíceo (tipo *Ranker-Tierra Parda*), de dominio carbonatado (tipo *Rendzina-Suelo Pardo Forestal*), suelo con horizontes genéticos B (*Suelo Rojo Mediterráneo*) y suelo sobre materiales aluviales sin desarrollo de horizontes genéticos (*Suelo de Vega*). En general, en las décadas de los sesenta y setenta los investigadores centran sus esfuerzos en la resolución de problemas edafogenéticos concretos. Tales son los casos de Bosque Maurel (1961), Alías y Pérez Pujalte (1968) y Delgado, Barahona y Linares (1979).

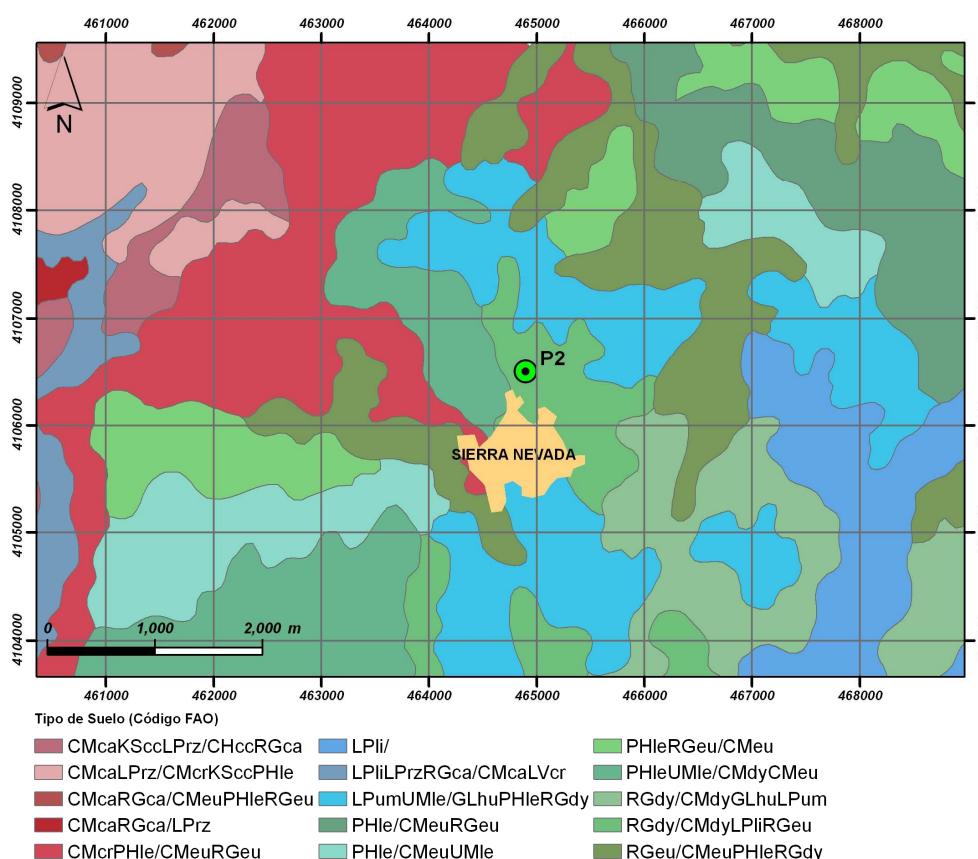
Las primeras cartografías más de detalle de la provincia aparecen a final de la década de los años setenta y principios de los ochenta. De esta forma, se destacan las efectuadas para toda la provincia de Granada a escala 1:400000 por Barahona y Santos (1977) o a escala 1:200000 por Pérez Pujalte *et al.* (1980).

En los años posteriores se generalizarán los estudios que abordan la investigación edafológica de amplios sectores y se comprueban las interrelaciones entre el suelo y los diferentes parámetros ambientales, profundizándose en la caracterización mineralógica y en los procesos de alteración superficial. En este sentido, se destacan los estudios de balances geoquímicos de la alteración superficial en suelos de Sierra Nevada (Delgado, 1977, 1980) o aquellos donde se analiza también la génesis de tipologías (entre ellas *Entisols*) y la influencia del relieve y el clima en la formación del suelo (Delgado, Barahona y Linares, 1982a y b; Delgado *et al.*, 1982a, b y c; Delgado y Ortega, 1985).

El proyecto LUCDEME propició una cartografía de más detalle (escala 1:100000) de los suelos de la provincia de Granada. Destacar así, las hojas topográficas de Güejar Sierra (Delgado *et al.*, 1988) y de Granada (Simón *et al.*, 1995). Cabe enfatizar el estudio cartográfico de Sánchez-Marañón (1992) para la zona de Sierra Nevada, que empleó la clasificación *Soil Taxonomy*,

estableciendo además la evaluación de la capacidad de uso de los suelos en la búsqueda de una interpretación utilitaria a los mapas de suelos.

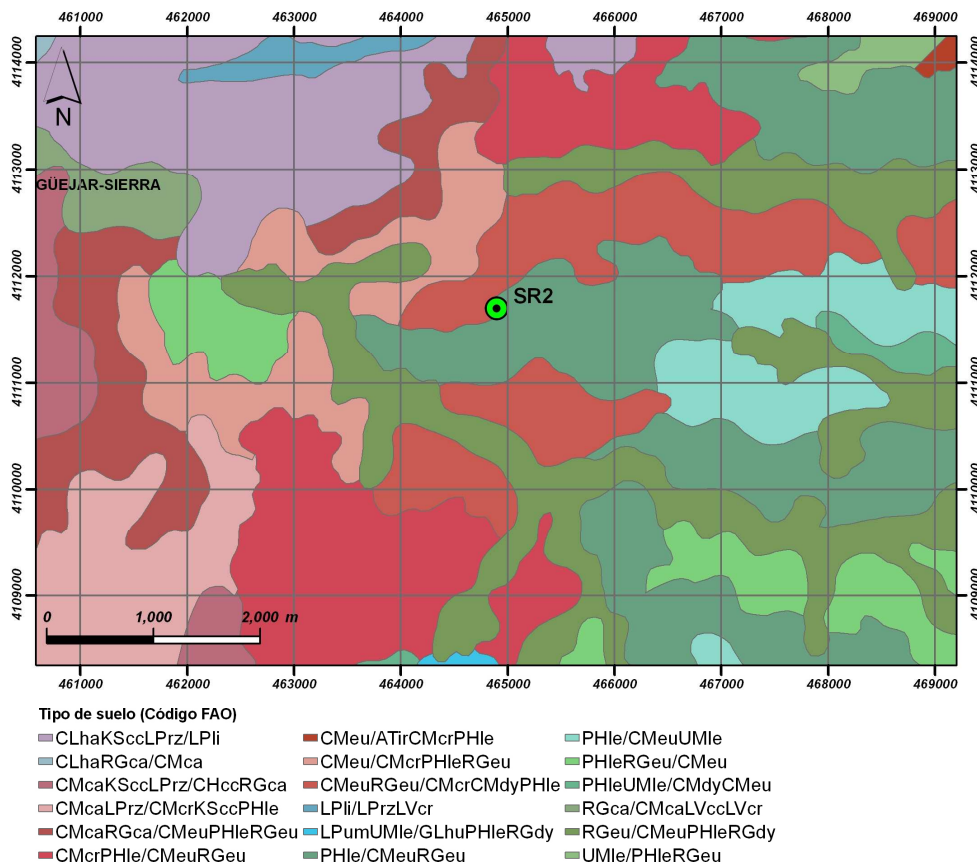
Respecto a los suelos de Sierra Nevada, donde se han muestreado los perfiles P2 (Figura I.10) y SR2 (Figura I.11), todos los trabajos de amplio rango centrados en este lugar coinciden en que los *Entisols* son muy abundantes en el macizo, incrementándose su ocupación areal hacia las zonas cacuminales donde la rigurosidad climática (debido a su elevada altitud, máxima 3478 m del pico Mulhacén) y las elevadas pendientes dificultan el desarrollo edáfico, siendo intensos los procesos de degradación de suelos. Sierra Nevada ha sido clásicamente considerada de escasa actividad en la meteorización química, donde se pensaba que predominaban los procesos de meteorización física, fruto de los cuales serán los *Entisols*, de poco espesor, de perfil A-C, sin horizontes genéticos, arenosos, esqueléticos, etc (Gutiérrez-Ríos y Medina-Ortega, 1950; Delgado, 1980; Martín-García, 1994).



**Figura I.10.-** Mapa de suelos en las inmediaciones del perfil P2. Leyenda en Anexo I.



Pero un estudio de Martín-García *et al.* (2004) sobre la génesis y mineralogía de dos *Entisols* situados a 1460 y 2000 m de altitud en el macizo de Sierra Nevada, demostró que estos suelos tienen evidencias micromorfológicas, analíticas y mineralógicas que apuntan hacia un moderado desarrollo, evidenciando además la alterabilidad del cuarzo y cuestionando así la clásica creencia de su estabilidad en el ámbito de Sierra Nevada y en suelos de clima mediterráneo de escaso desarrollo.

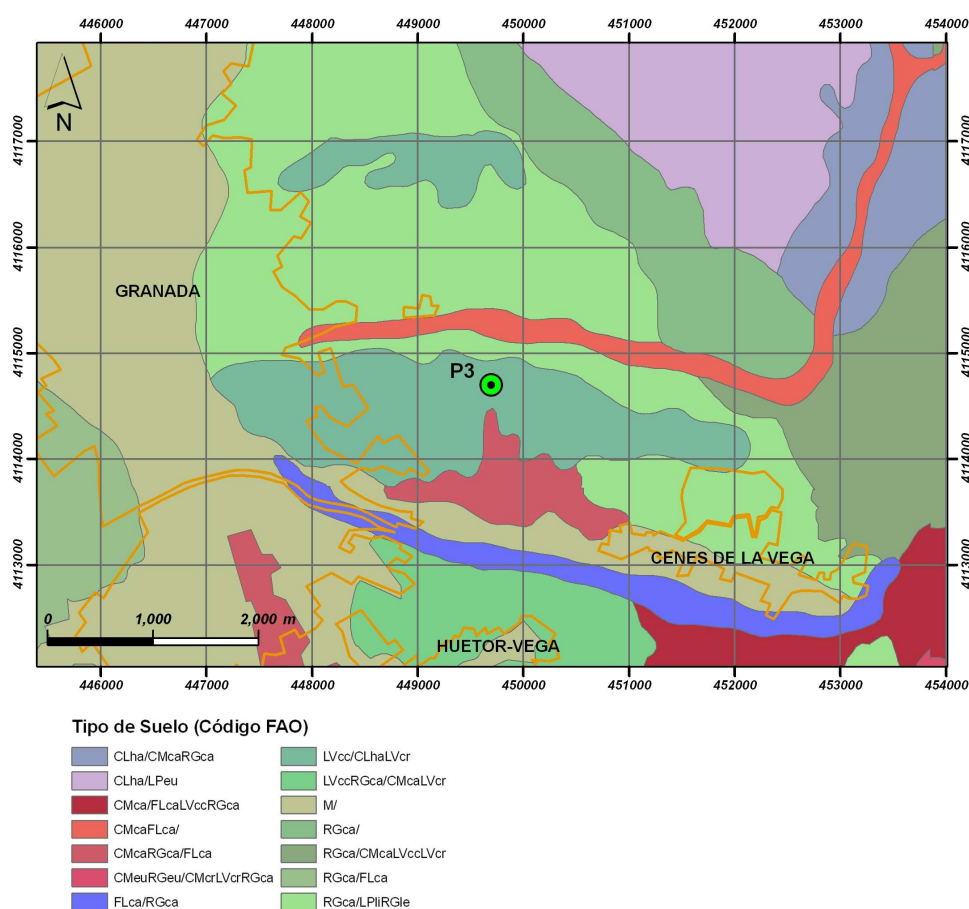


**Figura I.11.-** Mapa de suelos en las inmediaciones del perfil SR2. Leyenda en Anexo I.

Sobre los suelos del Llano de la Perdiz, donde se ha muestreado el perfil P3 (Figura I.12), hay que decir que el *V International Working Meeting on Soil Micromorphology*, organizado por el Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Universidad de Granada en el año 1978, puso en conocimiento de la comunidad científica edáfica internacional las características morfológicas, analíticas y mineralógicas de *Suelos Rojos Mediterráneos* desarrollados sobre los conglomerados heterométricos de matriz carbonatada y de edad pliocuaternaria que constituyen la denominada Formación Alhambra. Estos

suelos son los más abundantes en dicha Formación y son policíclicos, muy desarrollados y de edad pre-holocénica.

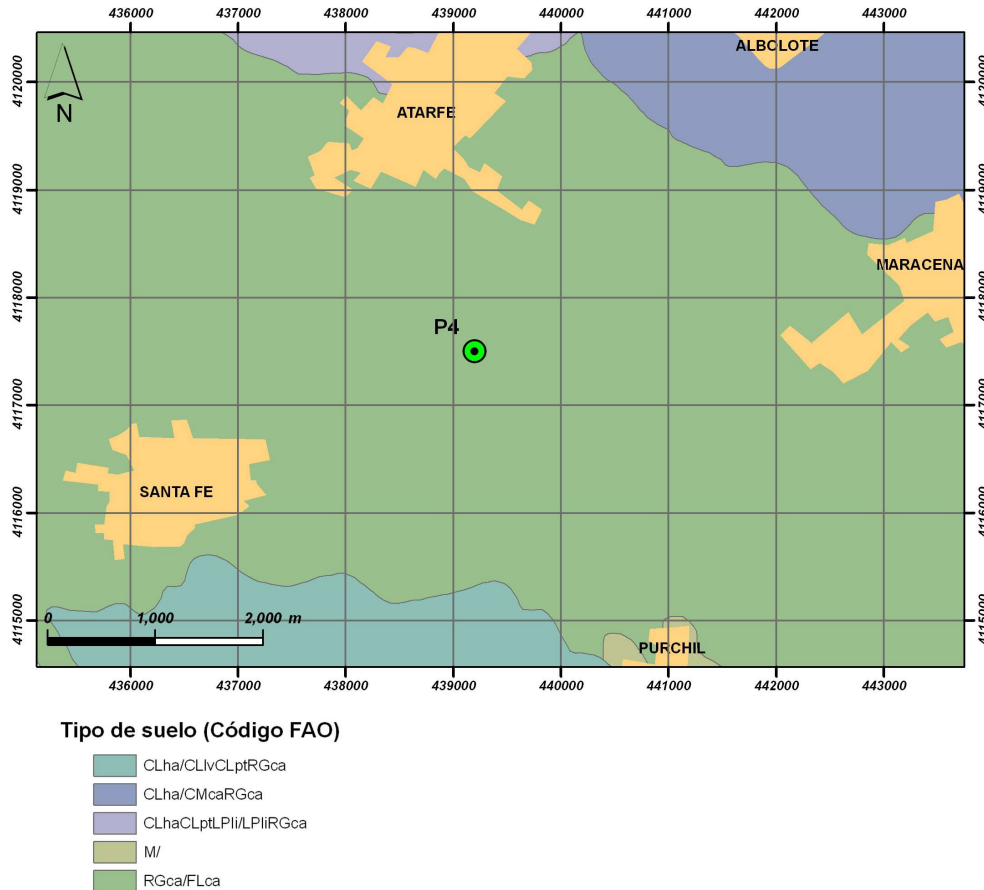
Con posterioridad, Delgado *et al.* (1990) profundizaron en la génesis de estos suelos, estudiando en detalle las fracciones arcilla fina y gruesa mediante microscopía electrónica de transmisión y difracción de Rayos-X, poniendo en evidencia la profunda alteración de los materiales de este suelo (con pérdidas de materia de más del 30%) mostrada también por una profunda rubefacción de la masa, y estableciendo la neoformación de caolinita y esmectita.



**Figura I.12.-** Mapa de suelos en las inmediaciones del perfil P3. Leyenda en Anexo I.

Por su parte, los suelos de la Vega de Granada, donde se ha muestreado el perfil P4 (Figura I.13), han sido objeto de algunos estudios científicos desde el punto de vista tipológico y de cara a la estimación de su fertilidad (C.S.I.C., 1958; IX Reunión Nacional de Suelos, 1980). En los Itinerarios de campo de la IX Reunión Nacional de Suelos se recogía, con el número 5, el estudio de un Xerofluvent ácuico (Fluvisol calcáreo) sobre aluviones calcáreos de la Vega de

Granada, con un perfil tipo A-C con diversos horizontes C, y hasta cinco discontinuidades litológicas, propias de estos suelos. Este suelo puede considerarse un precedente del que ha sido estudiado para la realización de esta Tesis Doctoral.



**Figura I.13.-** Mapa de suelos en las inmediaciones del perfil P4. Leyenda en Anexo I.

También como antecedente de este trabajo hay que citar un informe científico-técnico elaborado para el Museo-Parque de las Ciencias de Granada (Delgado *et al.*, 2001), donde se adelantaban las principales características morfológicas, analíticas y clasificatorias de los suelos en estudio, excepto el SR2. Ha servido como base para la posterior fase de estudio desarrollada en estos suelos, tal como se incluyen en la presente Memoria, y para la selección de la fracción arena, objetivo primero de este trabajo.

**ANEXO I.- CÓDIGO FAO DE TIPOS DE  
SUELO**



**Anexo I.- Códigos FAO para las tipologías de los suelos reconocidos en las zonas de estudio**

<b>CODIGO FAO</b>	<b>DOMINAN</b>	<b>INCLUSIONES</b>
CLha/CLlvCLptRGca	Calcisoles háplicos	Calcisoles lúvicos, Calcisoles pétricos, Regosoles calcáricos
CLha/CLpt	Calcisoles háplicos	Calcisoles pétricos
CLha/CMcaRGca	Calcisoles háplicos	Cambisoles calcáricos, Regosoles calcáricos
CLha/LPeu	Calcisoles háplicos	Leptosoles eútricos
CLhaCLpt/CLlvLVcc	Calcisoles háplicos, Calcisoles pétricos	Calcisoles lúvicos, Luvisoles cálcicos
CLhaCLpt/LPeu	Calcisoles háplicos, Calcisoles pétricos	Leptosoles eútricos
CLhaCLptLPli/LPliRGca	Calcisoles háplicos, Calcisoles pétricos, Leptosoles líticos	Leptosoles líticos, Regosoles calcáricos
CLhaKScclPrz/LPli	Calcisoles háplicos, Kastanozems cálcicos, Leptosoles réndzicos	Leptosoles líticos
CLhaLPliRGca/LPrz	Calcisoles háplicos, Leptosoles líticos, Regosoles calcáricos	Leptosoles réndzicos
CLhaRGca/CMca	Calcisoles háplicos, Regosoles calcáricos	Cambisoles calcáricos
CLpt/CMeu	Calcisoles pétricos	Cambisoles eútricos
CMca/FLcaLVccRGca	Cambisoles calcáricos	Fluvisoles calcáricos, Luvisoles cálcicos, Regosoles calcáricos
CMcaFLca/	Cambisoles calcáricos, Fluvisoles calcáricos	
CMcaKScclPrz/CHccRGca	Cambisoles calcáricos, Kastanozems cálcicos, Leptosoles réndzicos	Chernozems cálcicos, Regosoles calcáricos
CMcaLPrz/CMcrKScclPHle	Cambisoles calcáricos, Leptosoles réndzicos	Cambisoles crómicos, Kastanozems cálcicos, Phaeozems lépticos
CMcaRGca/CMeuPHleRGeu	Cambisoles calcáricos, Regosoles calcáricos	Cambisoles eútricos, Phaeozems lépticos, Regosoles eútricos
CMcaRGca/FLca	Cambisoles calcáricos, Regosoles calcáricos	Fluvisoles calcáricos
CMcaRGca/LPrz	Cambisoles calcáricos, Regosoles calcáricos	Leptosoles réndzicos
CMcrPHle/CMeuRGeu	Cambisoles crómicos, Phaeozems lépticos	Cambisoles eútricos, Regosoles eútricos
CMeu/ATirCMcrPHle	Cambisoles eútricos	Antrosoles irragrico, Cambisoles crómicos, Phaeozems lépticos
CMeu/CMcrPHleRGeu	Cambisoles eútricos	Cambisoles crómicos, Phaeozems lépticos, Regosoles eútricos
CMeuRGeu/CMcrCMdyPHle	Cambisoles eútricos, Regosoles eútricos	Cambisoles crómicos, Cambisoles dístricos, Phaeozems lépticos
CMeuRGeu/CMcrLVccRGca	Cambisoles eútricos, Regosoles eútricos	Cambisoles crómicos, Luvisoles crómicos, Regosoles calcáricos

## Anexo I.- Continuación

<b>CODIGO FAO</b>	<b>DOMINAN</b>	<b>INCLUSIONES</b>
FLca/RGca	Fluvisoles calcáricos	Regosoles calcáricos
LPeuLPli/LPrz	Leptosoles eútricos, Leptosoles líticos	Leptosoles réndzicos
LPli/	Leptosoles líticos	
PHle/CMeuRGeu	Phaeozems lépticos	Cambisoles eútricos, Regosoles eútricos
PHle/CMeuUMle	Phaeozems lépticos	Cambisoles eútricos, Umbrisoles lépticos
PHleRGeu/CMeu	Phaeozems lépticos, Regosoles eútricos	Cambisoles eútricos
PHleUMle/CMdyCMeu	Phaeozems lépticos, Umbrisoles lépticos	Cambisoles dístricos, Cambisoles eútricos
RGca/	Regosoles calcáricos	
RGca/CMcaLVccLVcr	Regosoles calcáricos	Cambisoles calcáricos, Luvisoles cálcicos, Luvisoles crómicos
RGca/FLca	Regosoles calcáricos	Fluvisoles calcáricos
RGca/LPliRGle	Regosoles calcáricos	Leptosoles líticos, Regosoles lépticos
RGdy/CMdyGLhuLPum	Regosoles dístricos	Cambisoles dístricos, Gleysoles húmicos, Leptosoles púmbicos
RGdy/CMdyLPliRGeu	Regosoles dístricos	Cambisoles dístricos, Leptosoles líticos, Regosoles eútricos
RGeu/CMeuPHleRGdy	Regosoles eútricos	Cambisoles eútricos, Phaeozems lépticos, Regosoles dístricos
UMle/PHleRGeu	Umbrisoles lépticos	Phaeozems lépticos, Regosoles eútricos

## **I.2.- OBJETIVOS DE ESTUDIO**





### **I.2.1.- OBJETIVOS DE ESTUDIO**

Con base en todos estos antecedentes se plantearon los objetivos de la presente Memoria que, como su título indica con claridad, pretende estudiar el cuarzo presente en la arena fina de suelos seleccionados de la provincia de Granada. Un mineral, el cuarzo, considerado clásicamente como material inerte, inalterable, del suelo y que gracias a trabajos previos del Grupo de Investigación al que pertenece la autora de la Memoria, se puede afirmar que sufre procesos nada o poco investigados en los suelos mediterráneos y en los suelos en general.

Este objetivo, que denominaríamos “master”, se despliega y desarrolla en otros que configuran la naturaleza de este trabajo. Primero, el empleo de técnicas de microscopía electrónica y microanálisis que redundan en la actualidad y vanguardia de los resultados que se obtengan. Segundo, no se dejarán de lado, a pesar de su dificultad, el estudio sistemático de las morfologías de los granos de cuarzo como fuente de información genética y sistematización.



**PARTE II**  
**MATERIAL Y MÉTODOS**



## **II.1.- MATERIAL**



### II.1.1.- LOS SUELOS

Para realizar este trabajo se han seleccionado cinco perfiles de suelo representativos de tipologías contrastantes, e importantes a nivel regional, en el tapiz edáfico granadino, que plantean una diversidad de edades del suelo, rocas madre, medios edafocímicos, tipos de perfil, propiedades analíticas, etc. Estos perfiles son los siguientes: a) *Tierra Parda* de Sierra Elvira (P1), constituido por una secuencia de ocho horizontes; b) *Ranker* de Sierra Nevada (P2), con una secuencia de seis horizontes; c) *Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas* de Sierra Nevada (SR2), constituido por una secuencia de cuatro horizontes; d) *Suelo Rojo sobre conglomerados* del Llano de la Perdiz (P3), compuesto por cinco horizontes; y e) *Fluvisol sobre materiales recientes* de la Vega de Granada (P4), formado por una secuencia de cinco horizontes. Los perfiles P1, P2, P3 y P4 constituyen una exposición permanente, llevada a maquetas, en el Parque de las Ciencias de Granada. El perfil SR2, en Sierra Nevada, estudiado por Martín-García (1994) en su Tesis Doctoral, se ha incluido en la presente Tesis Doctoral ya que los primeros resultados obtenidos, en relación al estudio del cuarzo, mostraron un gran interés.





### II.1.2.- MATERIALES ORIGINALES DE LOS SUELOS

Se han muestreado los distintos materiales a partir de los que se han desarrollado los suelos objeto de este estudio, para conocer así las características del cuarzo contenido en los mismos.

Del perfil de Sierra Elvira (P1) se han seleccionado los siguientes materiales carbonatados: muestras de los afloramientos rocosos localizados en las inmediaciones del perfil, fragmentos gruesos en superficie y gravas de los cuatro horizontes más representativos del perfil (Ah, Bw, BCK y 3C). A partir de ellos se ha obtenido el residuo insoluble donde quedan concentradas las fases minerales no carbonatadas.

En el caso de los dos perfiles de Sierra Nevada (P2 y SR2), se han muestreado los afloramientos rocosos desde los que potencialmente se ha aportado el material que les ha servido como sustrato. En ambos perfiles se han muestreado dos rocas madre, que en cada caso han sido denominadas como Roca 1 y Roca 2. De estos perfiles también se han tomado muestras de las gravas de los horizontes más representativos (Ah y C, del perfil P2 y Bt, del perfil SR2). Los procesos de alteración de estas gravas, durante el desarrollo del suelo, harán que se incorpore al mismo el cuarzo que dichos materiales contienen. Además, se han tomado también muestras de nieve, de zonas cercanas a los perfiles, para caracterizar el material mineral (Polvo de nieve) que alberga la misma y que se incorporará al suelo durante los periodos de deshielo. Han sido tres las muestras de nieve tomadas. Dos de ellas pertenecen a un muestreo realizado tras una tormenta de polvo, posiblemente procedente del Sáhara, que tuvo lugar a principios de la década de los 80 y que tiñó de rojo la nieve de Sierra Nevada. Un punto de muestreo se localiza en el Collado de la Sabina (2220 m de altitud; polvo de nieve 1a) y otro cerca del Albergue de San Francisco (2180 m de altitud; polvo de nieve 1b). La tercera muestra de nieve pertenece al muestreo realizado, durante el desarrollo de esta Tesis Doctoral, en un ventisquero localizado en las inmediaciones del paraje Hoya de la Mora, cerca del Albergue de San Francisco. En este caso se han tomado 4 muestras, en un perfil de nieve de 1 m de profundidad, a intervalos de 25 cm, correspondiéndose, aproximadamente, con un volumen de nieve de 25 litros. Como el residuo sólido obtenido del deshielo de dichas muestras ha sido escaso, se ha optado por unificarlo en una sola muestra (polvo de nieve 2).

Por su parte, de los perfiles del Llano de la Perdiz (P3) y Vega de Granada (P4) se han tomado muestras de los sedimentos poco o nada

alterados, sobre los que se han desarrollado y que son, respectivamente, conglomerados de la Formación Alhambra y aluviones recientes del río Genil. También se han seleccionado las gravas de dichos sedimentos y las de los horizontes más característicos del perfil P3 (Bt y BCtg).

## **II.2.- MÉTODOS**



## II.2.1.- MÉTODOS PARA EL ESTUDIO GENERAL DE LOS SUELOS

### II.2.1.1.- Descripción de los suelos

Se ha efectuado la descripción macromorfológica de campo siguiendo el esquema establecido en *Guidelines for soil description* (FAO, 2006), empleándose el código Munsell para la determinación del color (Munsell Color Company, 1990).

### II.2.1.2.- Métodos analíticos para el estudio de los suelos

Los análisis de laboratorio han abarcado las principales características físicas, químicas y fisicoquímicas de las muestras, informativas de las tipologías edáficas, incluyendo aspectos compositivos y de propiedades. Los métodos analíticos empleados son los que se describen en los Métodos oficiales de análisis del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (Heredia *et al.*, 1994) y los recogidos por la *American Society of Agronomy* y la *Soil Science Society of America* (Klute, 1982; Page, Miller y Keeney, 1982). Se han efectuado al menos tres repeticiones de cada analítica hasta conseguir igualdad estadística. Todas las propiedades analíticas se han estimado y referido a peso seco de tierra fina (< 2 mm), excepto el análisis granulométrico, el cálculo del agua útil y la estimación de la densidad aparente, en los que se han considerado todas las fracciones granulométricas del suelo. Los métodos analíticos empleados se detallan a continuación.

#### Análisis granulométrico

Se han estimado las proporciones en peso de la fracción grava (> 2 mm) y de las subfracciones de la tierra fina (< 2 mm). Estas últimas son: arena (2 mm-50  $\mu\text{m}$ ), limo (50-2  $\mu\text{m}$ ) y arcilla (< 2  $\mu\text{m}$ ). Los contenidos de grava y arena se han obtenido por tamizado, y los de limo y arcilla se han determinado por sedimentación con el método de la pipeta de Robinson. Además, la arena se ha dividido en las siguientes subfracciones por tamizado mecánico: arena muy gruesa (2000-1000  $\mu\text{m}$ ), arena gruesa (1000-500  $\mu\text{m}$ ), arena media (500-250  $\mu\text{m}$ ), arena fina (250-100  $\mu\text{m}$ ) y arena muy fina (100-50  $\mu\text{m}$ ). Los límites de todas las fracciones son los que considera ASA y SSSA (Klute, 1982; Page, Miller y Keeney, 1982).

Para posteriores análisis de las arenas se han considerado sólo dos subfracciones granulométricas: arena gruesa (2000-250  $\mu\text{m}$ ) y arena fina (250-50  $\mu\text{m}$ ).

Agua retenida

El agua retenida se ha estimado con el método de la membrana de Richards a presiones de -33 kPa (W 33) y -1500 (W 1500) kPa.

Contenido (en tanto por uno) de tierra fina en el suelo (Cm)

Se ha calculado a partir del porcentaje en peso de gravas y la densidad de las gravas según la ecuación:

$$C_m = \frac{D_g * [1 - (G/100)]}{D_g * [1 - (G/100)] + DA_{Hf} * (G/100)}$$

donde  $D_g$  es la densidad de las gravas,  $G$  el % en peso de las gravas respecto al total del suelo y  $DA_{Hf}$  la densidad aparente de la tierra fina.

Densidad aparente (DA<sub>Hf</sub>)

Se ha calculado por empaquetamiento de muestra del total de suelo (grava y tierra fina) en un cilindro de volumen conocido.

Agua útil (A.u.)

Esta propiedad física (medida en mm/cm) se ha estimado según la siguiente ecuación:

$$= \frac{DA_{Hf} * C_m * (W_{33} - W_{1500})}{10}$$

donde  $DA_{Hf}$  es la densidad aparente de la tierra fina,  $C_m$  el contenido (en tanto por uno) de tierra fina en el suelo y  $W$  el contenido másico del agua retenida a -33 kPa y -1500 kPa.

Carbono orgánico (CO)

Se ha determinado en vía húmeda, por oxidación con dicromato potásico en medio ácido y valoración por retroceso con sulfato ferroso amónico.

Nitrógeno total (N)

Se ha empleado el método de Kjeldahl consistente en la mineralización con sulfúrico en caliente, desplazamiento, destilación y valoración del amonio con un destilador Bouat Mikrokjeldhal.

### Fósforo asimilable (P)

El fósforo asimilable se ha extraído con una solución de bicarbonato sódico y se ha determinado por colorimetría del complejo fosfomolibdico.

### Carbonato cálcico equivalente (CaCO<sub>3</sub> equ.)

Estimado por volumetría del CO<sub>2</sub> desprendido por reacción con CIH 1:1, empleando un Calcímetro de Bernard.

### Potasio asimilable (K)

Se ha realizado mediante la extracción con acetato amónico 1N a pH 7 y posterior determinación con fotometría de llama.

### Hierro, aluminio y sílice libres totales

Estos elementos se han extraído siguiendo el método del citrato-ditionito sódico (método de Holmgren, 1967) y las medidas de la concentración de dichas formas libres se han realizado mediante espectrometría de absorción atómica.

### Solución del suelo

Para realizar el estudio de la solución del suelo se ha obtenido el extracto de saturación mediante el método de la pasta saturada de Richards. Sobre el extracto de saturación se ha medido el pH, con un pHmetro de electrodo de vidrio, la conductividad eléctrica, con célula de conductividad estándar, y se ha realizado un análisis elemental con un Espectrómetro de Masas con plasma acoplado por inducción (ICP-Ms), Agilent 7500-a, de los Servicios Técnicos de la Universidad de Jaén. Los elementos medidos han sido: Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Si<sup>4+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Li<sup>+</sup>, Mn<sup>4+</sup>, Cu<sup>2+</sup> y Sr<sup>2+</sup>.

### pH

Determinado en suspensiones 1:1 (peso:peso) de tierra fina en agua destilada y en CIK 0.1N. Las medidas se han realizado con un pHmetro con electrodo de vidrio.

### Conductividad eléctrica (CE)

Se ha determinado con célula de conductividad estándar en la solución de suelo extraída de una suspensión 1:2 (peso:peso) de tierra fina en agua destilada.



### Capacidad de intercambio catiónico y bases de cambio

La Capacidad de Intercambio de Cationes (CIC) se ha determinado por desplazamiento de cationes con acetato sódico 1N a pH 8,2, lavado con alcohol para eliminar los restos de acetato sódico y desplazamiento posterior del Na<sup>+</sup> con acetato amónico 1N a pH 7. La determinación del Na<sup>+</sup> desplazado se ha realizado con fotometría de llama.

Las Bases de Cambio (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>) se han estimado por desplazamiento con acetato amónico 1N a pH 7; la determinación de Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup> desplazados se ha realizado con espectrometría de absorción atómica, y Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup> con fotometría de llama.

### Micronutrientes y otros elementos traza

Extracción con DTPA, y determinación de las concentraciones mediante espectrometría de absorción atómica, de Fe, Mn, Zn, Cu, Cd y Pb. Este análisis se ha realizado en todos los suelos excepto en SR2.

## **II.2.2.- MÉTODOS DE PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA EL ESTUDIO DEL CUARZO**

### **II.2.2.1.- Obtención de la arena fina ligera**

Las muestras de tierra fina, de cada uno de los horizontes de los perfiles seleccionados, han sido sometidas a oxidación en caliente ( $H_2O_2$ ) para eliminar la materia orgánica. Posteriormente, se ha realizado un proceso de dispersión, mediante agitado por volteo, añadiendo  $25\text{ cm}^3$  (por cada litro de suspensión) de solución de hexametáfosfato sódico (solución al 10% (peso:peso)) como agente dispersante. Seguidamente, la fracción arena ( $2000\text{-}50\ \mu\text{m}$ ) se ha separado de las fracciones limo ( $50\text{-}2\ \mu\text{m}$ ) y arcilla ( $< 2\ \mu\text{m}$ ) por tamizado en húmedo. Para evitar la presencia de impurezas adheridas, la fracción arena obtenida se ha lavado en baño de ultrasonidos, durante 5 minutos, en una solución de 20 ml de agua destilada con 1 ml de hexametáfosfato sódico al 10% (peso:peso) y posteriormente ha sido sometida a varios lavados con agua destilada para eliminar los restos de dispersante. Finalmente, la arena se ha secado en una estufa a  $105\text{ }^\circ\text{C}$  y separado en arena gruesa ( $2000\text{-}250\ \mu\text{m}$ ) y arena fina ( $250\text{-}50\ \mu\text{m}$ ) por tamizado mecánico en seco.

La fracción ligera de la arena fina se ha obtenido mediante separación densimétrica por flotación en bromoformo ( $\rho = 2,83\text{ g/cm}^3$ ). Esta separación se ha llevado a cabo en ampolla de decantación repitiendo el proceso dos veces sobre la misma muestra para garantizar su eficacia evitando, entre otros, la adherencia entre partículas. Cada flotación se ha realizado en un tiempo de 30 minutos, agitando la suspensión dos veces durante ese periodo. La fracción ligera ha sido recuperada con alcohol etílico al 96%. Para eliminar los restos de bromoformo que pudieran quedar adheridos a la superficie de los granos, la fracción arena fina ligera se ha sometido a varios lavados de 5 minutos en baño de ultrasonidos, en una solución de alcohol etílico al 96%.

### **II.2.2.2.-Obtención del limo ligero**

Tras los procesos de eliminación de la materia orgánica por oxidación en caliente y la dispersión mediante agitado por volteo de la tierra fina, tal y como se ha indicado en los párrafos superiores, la fracción limo ( $50\text{-}2\ \mu\text{m}$ ) ha sido separada del resto de fracciones granulométricas por tamizado en húmedo. Posteriormente, la fracción limo de un horizonte representativo de cada perfil (BCK de P1; AC de P2; Bt de SR2; BCtg de P3; Ap de P4), ha sido separada densiméricamente, por flotación en bromoformo ( $\rho = 2,83\text{ g/cm}^3$ ), para obtener la

fase ligera del mismo. Para ello se ha preparado una suspensión de limo en 1 ml de bromoformo, que ha sido dispersada en baño de ultrasonido durante unos segundos. Seguidamente, la suspensión se ha sometido a un campo centrífugo, durante 15 minutos a 120 revoluciones por minuto, para favorecer la separación de las fases ligera y pesada del limo. La fase ligera se ha recuperado con una micropipeta automática y se ha depositado en una cápsula de porcelana para secarla al aire.

### **II.2.2.3.-Obtención del residuo insoluble de materiales carbonatados**

Se han tomado muestras de los materiales carbonatados muestreados en el perfil de Sierra Elvira para someterlos a un proceso de disolución según la metodología seguida por Barahona y Palumbo (1981). Inicialmente, dichas muestras fueron sometidas a una fragmentación sin molienda y tamizadas con un tamiz de 4 mm de luz de malla. De esta forma se aumenta la superficie específica de las partículas y se facilita el posterior ataque químico.

Se han utilizado membranas de diálisis de celofán y CIH diluido (0,5 N). El ataque químico se continuó durante aproximadamente una semana. Finalmente, se eliminó el exceso de CIH mediante lavados con agua destilada.

Una muestra seleccionada del residuo insoluble se ha tamizado mecánicamente en seco para obtener las fracciones arena gruesa (2000-250  $\mu\text{m}$ ), arena fina (250-50  $\mu\text{m}$ ) y la fracción < 50  $\mu\text{m}$ .

### **II.2.2.4.-Tratamiento de las rocas y gravas**

Las muestras de los afloramientos rocosos cercanos a los perfiles de Sierra Nevada (P2 y SR2) y las gravas seleccionadas de los sedimentos originales de los perfiles P3 y P4, y de determinados horizontes de los perfiles P2, SR2 y P3, han sido molturadas mecánicamente y posteriormente tamizadas en seco, tantas veces como ha sido necesario, para obtener las fracciones granulométricas arena gruesa (2000-250  $\mu\text{m}$ ), arena fina (250-50  $\mu\text{m}$ ) y la fracción < 50  $\mu\text{m}$ . La arena fina, a su vez, ha sido separada densimétricamente por flotación en bromoformo, según el protocolo explicado anteriormente, obteniendo así la fracción arena fina ligera.

### **II.2.2.5.-Obtención del material mineral de la nieve (Polvo de nieve)**

En el laboratorio, las muestras de nieve han sido descongeladas a temperatura ambiente, recuperándose el residuo sólido albergado en las

mismas. El residuo mineral de la nieve tras la tormenta de los años ochenta ha sido muy abundante en los dos puntos de muestreo, diferenciándose así las muestras Polvo de nieve 1a y 1b. Por su parte, el residuo sólido de la nieve del paraje Hoya de la Mora ha sido muy escaso por horizontes de nieve, por lo que se han mezclado las muestras estudiándose como una única; Polvo de nieve 2.

Este polvo de nieve ha sido tamizado mecánicamente en seco para obtener las fracciones granulométricas arena gruesa (2000-250  $\mu\text{m}$ ), arena fina (250-50  $\mu\text{m}$ ) y la fracción < 50  $\mu\text{m}$ .



### II.2.3.- MÉTODOS DE ESTUDIO MINERALÓGICO: DIFRACCIÓN DE RAYOS-X (DRX)

Se ha caracterizado la mineralogía, en sus aspectos cualitativos y semicuantitativos, de las fracciones arena gruesa, arena fina ligera, limo y arcilla de cada uno de los horizontes de los perfiles seleccionados.

También se ha realizado este estudio en las muestras de los materiales originales de dichos perfiles. En el perfil P1 se han analizado los materiales carbonatados (afloramientos rocosos, fragmentos gruesos en superficie y gravas de los horizontes Ah, Bw, BCk y 3C), y sus correspondientes residuos insolubles. En los perfiles P2 y SR2 se han estudiado las rocas madre, la fracción arena fina ligera de dichas rocas molturadas, el Polvo de nieve, las gravas de los horizontes Ah y C, en P2, y Bt, en SR2, y la fracción arena fina ligera de dichas gravas molturadas. En los perfiles P3 y P4 se ha caracterizado la mineralogía de las fracciones grava, arena gruesa, arena fina ligera, limo y arcilla de sus sedimentos originales (conglomerado de la Formación Alhambra y sedimentos del río Genil, respectivamente). De las gravas molturadas de estos sedimentos se ha extraído y estudiado la fracción arena fina ligera. También se ha establecido la mineralogía de las gravas, y de la fracción arena fina ligera de estas gravas molturadas, de los horizontes Bt y BCtg del perfil P3.

Se ha empleado la técnica de montaje y estudio del polvo cristalino desorientado, utilizando un portamuestras de carga lateral (Niskanen, 1964), para todas las fracciones granulométricas. Además, para el estudio de las arcillas también se han preparado agregados orientados por sedimentación sobre placa de vidrio, secados al aire y solvatados con etilen-glicol.

Se ha empleado un difractómetro Philips PW 1730 con las siguientes condiciones experimentales: radiación Cu-K $\alpha$ , 35 kV, 15 mA, velocidad de barrido de 2 $^{\circ}$ 2 $\theta$ /min., 200 c.p.s., velocidad del papel de 1 inch/min. y 2 s de constante de tiempo.

El método empleado en el análisis semicuantitativo ha sido el de los poderes reflectantes (Schultz, 1964), aplicando los factores recogidos por Delgado *et al.* (1982a) y Martín-García *et al.* (1997).



## II.2.4.- MÉTODOS ESPECÍFICOS DE ESTUDIO DEL CUARZO

### II.2.4.1.- Cristalinidad del cuarzo por Difracción de Rayos-X (DRX)

El índice de cristalinidad del cuarzo se ha calculado, mediante difracción de Rayos-X, según la metodología de Murata y Norman (1976). Estos autores consideran que este parámetro deriva de la intensidad de la reflexión  $d(212)$  de este mineral a  $67,74^\circ 2\theta$ , y establecen diferentes grados de cristalinidad para distintas muestras de cuarzo respecto a un máximo obtenido con cuarzos euhedrales. Así una baja cristalinidad es la que muestran los cuarzos con un índice de cristalinidad entre  $<1,0$  y  $3,0$ , una cristalinidad media se corresponde con valores entre  $3,0$  y  $8,0$ , mientras que una elevada cristalinidad es la que presentan los cuarzos con índice entre  $8,0$  y  $10,0$ .

La intensidad de esta reflexión de Rayos-X, en el caso de las muestras analizadas en esta Tesis Doctoral, es función del contenido en cuarzo de las mismas. De esta forma, el índice de cristalinidad se ha calculado en las muestras en que el porcentaje de cuarzo ha sido, como mínimo, del 20% (o muy cercano). En el resto, dicho pico no ha aparecido netamente en los difractogramas. Del perfil P1 se ha podido calcular sólo en el residuo insoluble de las gravas de los horizontes Ah, Bw y BCk. De los perfiles P2 y SR2 se ha estimado en sus materiales originales: rocas madre, fracción arena fina ligera de dichas rocas molturadas y Polvo de nieve. También se ha calculado en las gravas de los horizontes Ah y C de P2, y Bt de SR2 y en la fracción arena fina ligera de estas gravas molturadas. Finalmente, en las fracciones arena gruesa, arena fina ligera y limo de todos los horizontes de estos perfiles también se ha calculado el índice de cristalinidad del cuarzo. En los perfiles P3 y P4 este parámetro se ha calculado en las fracciones grava, arena gruesa, arena fina ligera y limo de sus sedimentos originales (conglomerado de la Formación Alhambra y sedimentos del río Genil, respectivamente), en la fracción arena fina ligera de las gravas molturadas de estos sedimentos y en las fracciones arena gruesa, arena fina ligera y limo de todos sus horizontes. Además, en P3 también se ha calculado en la arena fina ligera de las gravas molturadas de los horizontes Bt y BCtg.

Se ha empleado un difractómetro Philips PW 1730 con las siguientes condiciones experimentales: radiación Cu-K $\alpha$ , 35 kV, 15 mA, velocidad de barrido de  $1/2^\circ 2\theta/\text{min.}$ , 200 c.p.s., velocidad del papel de 1 inch/min. y 2 s de constante de tiempo.



#### **II.2.4.2.- Microscopía electrónica de barrido (SEM) y Espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X (EDX)**

Estas técnicas se han aplicado a la fracción arena fina ligera de todos los horizontes de los perfiles y de los sedimentos originales de P3 y P4; a la fracción arena fina del residuo insoluble y del Polvo de nieve; y a la fracción limo ligero de los siguientes horizontes: BCK de P1; AC de P2; Bt de SR2; BCtg de P3; Ap de P4.

El material se ha espolvoreado sobre papel adhesivo de doble cara de carbón, pegado sobre un portamuestras de aluminio y posteriormente metalizado con grafito. Esta preparación ha permitido, además de obtener imágenes de los granos de cuarzo seleccionados, realizar el microanálisis de Rayos-X de esos mismos granos.

La elección de los granos de cuarzo, en cada muestra, se ha realizado de forma aleatoria para obtener resultados lo más representativos posibles. Para ello, el campo de visión de la muestra total se dividió en 18 sectores de igual área y, por sorteo, se eligieron al azar los sectores a estudiar. Se ha establecido la condición de estudiar el número mínimo de sectores en el que se pudieran identificar al menos 45 granos de cuarzo, adoptado este número por ser el indicado por Marcelino y Stoops (1996) y Marcelino, Mussche y Stoops (1999) en sus estudios de granos de cuarzo. La identificación previa de los granos, para asegurar que se trata de cuarzo, se ha llevado a cabo con Espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X (EDX), seleccionando el área del grano que quedase inscrita en la pantalla del microscopio electrónico de barrido. De esta forma se obtiene la composición elemental de una zona representativa de los granos, evitando la detección de elementos ajenos a los mismos.

En la Tabla II.1 se especifican el número de sectores y de granos de cuarzo estudiados en cada muestra. En total se han estudiado, para realizar esta Memoria, 2428 granos, lo que se considera un número suficiente para recoger la casuística posible y alcanzar los objetivos propuestos en esta Tesis Doctoral.

Se ha utilizado un instrumental perteneciente a la Unidad de Microscopía Electrónica de Barrido del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada localizado en su sede de la Facultad de Farmacia. Consta de un microscopio electrónico de barrido (SEM), modelo Hitachi S-510 (voltaje de aceleración de 25 kV; imágenes de electrones secundarios) que tiene acoplado un Espectrómetro de energía dispersiva de Rayos-X (EDX) Röntec, 288, M-Serie, Edwin. Las imágenes de electrones secundarios obtenidas han sido

digitalizadas con el programa Scan Visión. Por su parte, la obtención de los espectros de Rayos-X se ha realizado con el programa Winn Shell. Para ello, las muestras se han situado a una distancia de trabajo de 0,15 mm respecto a la sonda y en posición horizontal (0° de inclinación) y se han mantenido constantes los siguientes parámetros: voltaje de aceleración de 25 kV; tiempo vivo de obtención de los espectros de 100 segundos.

**Tabla II.1.-** Número de sectores y del total de granos de cuarzo estudiados en las muestras seleccionadas.

Perfil	Muestra	Sectores/nº granos		
		Arena fina	Arena fina ligera	Limo ligero
	<b>Material original</b>			
	Residuo insoluble	1/71		
	<b>Horizontes</b>			
P1	Ah		4/51	
	Bw		6/52	
	BCk		7/50	18/50
	2CBk		6/50	
	2Ck1		8/50	
	2Ck2*		18/40	
	3C		4/54	
	<b>Material original**</b>			
	Polvo de nieve 1a	4/50		
	Polvo de nieve 1b	4/54		
	Polvo de nieve 2	2/55		
P2	<b>Horizontes</b>			
	Ah1		1/51	
	Ah2		1/75	
	Ah3		1/63	
	AC		1/55	4/54
	C		1/68	
SR2	<b>Horizontes</b>			
	Ap		1/63	
	AB		1/80	
	Bt		1/71	3/55
	BCt1		2/84	
	BCt2		1/85	
	<b>Material original</b>			
	Sedimento		1/91	
P3	<b>Horizontes</b>			
	A		1/55	
	AB		1/61	
	Bt		1/111	
	Btg		1/93	
	BCtg		1/78	1/57
P4	<b>Material original</b>			
	Sedimento		2/82	
	<b>Horizontes</b>			
	Ap		2/81	2/51
	C		1/50	
	2Cg		2/77	
	3C1		2/58	
4C2		2/52		

Total de granos estudiados: 2428

\*40 fueron la totalidad de granos de cuarzo presentes en el portamuestras.

\*\*Material original de los perfiles P2 y SR2

### II.2.4.3.- Análisis con Microsonda electrónica de Rayos-X (EMPA)

Para este estudio se ha realizado una selección de muestras teniendo en cuenta, principalmente, el distinto grado de alteración superficial de los granos de cuarzo mediante su observación bajo el microscopio electrónico de barrido.

Se ha elegido la fracción arena fina ligera de los siguientes horizontes: BCK (P1), AC (P2), Bt (SR2), Bt y BCtg (P3) y Ap (P4). También se han estudiado muestras de los materiales originales de algunos de los perfiles. Así, se ha elegido la fracción arena fina del residuo insoluble de las gravas carbonatadas del horizonte BCK del perfil P1, las rocas madre de los perfiles P2 y SR2 y la fracción arena fina ligera del sedimento original del perfil P3 (Tabla II.2).

**Tabla II.2.-** Muestras seleccionadas para el análisis del cuarzo mediante EMPA.

<b>Perfil</b>	<b>Horizonte</b>	<b>Material original</b>
<b>P1</b>	BCK (Arena fina ligera)	Residuo insoluble (Arena fina)
<b>P2</b>	AC (Arena fina ligera)	Roca 1 Roca 2
<b>SR2</b>	Bt (Arena fina ligera)	Roca 1 Roca 2
<b>P3</b>	Bt BCtg (Arena fina ligera)	Sedimento (Arena fina ligera)
<b>P4</b>	Ap (Arena fina ligera)	

De todas las muestras se han realizado láminas delgadas pulidas. En el caso de las muestras de arena fina, éstas han sido incluidas en resina sintética para generar un material compacto y poder realizar, posteriormente, las láminas delgadas. Dichas láminas han sido pulidas mediante pastas de diamante, para obtener una superficie de los minerales lo más homogénea y fina posible, y finalmente se han metalizado con grafito.

Se han estudiado varios granos de cuarzo (entre 4 y 6) en las láminas delgadas de las muestras de arena fina, y bandas de cuarzo en las láminas delgadas de las rocas, analizando la concentración, en cantidades traza, de los

siguientes elementos: K, Fe, Al, Ti, Ca, Ba, Cr, P, Mn, Na y Mg. Éstos se han elegido por ser los que con mayor frecuencia aparecen en los cuarzos según las fuentes bibliográficas consultadas (Drees *et al.*, 1989; Perny, 1992; Ruffini *et al.*, 2002; Müller *et al.*, 2003a y b; Deer, Howie y Zussman, 2004; Martín-García *et al.*, 2004, entre otros). Los análisis se han realizado en el centro y borde de los granos de cuarzo de las muestras de arena fina y en el centro y límites de las bandas de cuarzo en las rocas.

Se ha utilizado una microsonda de electrones Cameca SX-50 a 15 kV, con una corriente de sonda de 150 nA y un haz de 1  $\mu\text{m}$  perteneciente a la Unidad de Microscopía del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, situada en su sede de Fuentenueva.

#### **II.2.4.4.- Catodoluminiscencia (SEM-CL)**

Este estudio se ha realizado, igual que en el caso anterior, sobre una selección de muestras según distintos criterios establecidos por otras técnicas de análisis del cuarzo.

Se ha estudiado la fracción arena fina ligera de los siguientes horizontes seleccionados: Ah, BCK y 2Ck2 del perfil P1; Ah1, AC y C del perfil P2; AB, Bt y BCt1 del perfil SR2; A, Bt y BCtg del perfil P3; Ap y 4C2 del perfil P4. También se han seleccionado muestras de los materiales originales de los perfiles: arena fina del residuo insoluble de las gravas carbonatadas del horizonte BCK del perfil P1; rocas madre de los perfiles P2 y SR2; y fracción arena fina ligera del sedimento original del perfil P3 (Tabla II.3).

De todas las muestras se han realizado láminas delgadas pulidas (ver apartado anterior) en las que se ha estudiado el cuarzo. En el caso de las muestras de arena fina ligera de los horizontes de los perfiles se han analizado 15 granos de cuarzo; en la arena fina del residuo insoluble del perfil P1 se han estudiado 5 granos de cuarzo; en las rocas madre de los perfiles P2 y SR2 se han analizado 5 bandas de cuarzo; y en la arena fina ligera del sedimento original del perfil P3 han sido 5 granos de cuarzo los estudiados (Tabla II.3).

El instrumental utilizado ha sido un microscopio electrónico de barrido ZEISS DSM 950, dotado de un detector de electrones retrodispersados (BSE) mediante un monocristal YAP, con resolución de  $Z=1$  y un detector de catodoluminiscencia PanaCL 302 de Oxford. Este equipo pertenece a la Unidad de Microscopía del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, situada en su sede de Fuentenueva.

**Tabla II.3.-** Muestras seleccionadas para el análisis del cuarzo mediante SEM-CL.

<b>Perfil</b>	<b>Horizonte</b>	<b>Material original</b>
<b>P1</b>	Ah BCK 2Ck2 (Arena fina ligera)	Residuo insoluble (Arena fina)
<b>P2</b>	Ah1 AC C (Arena fina ligera)	Roca 1 Roca 2
<b>SR2</b>	AB Bt BCt1 (Arena fina ligera)	Roca 1 Roca 2
<b>P3</b>	A Bt BCtg (Arena fina ligera)	Sedimento (Arena fina ligera)
<b>P4</b>	Ap 4C2 (Arena fina ligera)	

#### **II.2.4.5.- Microscopía electrónica de transmisión (TEM) y Espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X (EDX)**

Estas técnicas han permitido conocer las características estructurales y composicionales de distintos tipos de granos de cuarzo, previamente seleccionados en lámina delgada, pertenecientes a la fracción arena fina ligera de determinados horizontes de los perfiles estudiados (Ah en el perfil P1; Ah1 en el perfil P2; Bt en el perfil P3; 4C2 en el perfil P4).

Los granos de cuarzo seleccionados han sido montados en aros de cobre y adelgazados mediante bombardeo iónico, utilizando un adelgazador iónico CIO MILL Modelo Gatan. Esto permite obtener zonas de muy poco espesor en los granos minerales, necesarias para la aplicación de las técnicas de microscopía electrónica de transmisión.

Se han obtenido diagramas de difracción de electrones de áreas seleccionadas (SAED pattern) con un microscopio electrónico de transmisión de alta resolución, Philips CM20 TEM-STEM, a 200 kV de voltaje de aceleración. Éste está equipado con un sistema de microanálisis por energía dispersiva de Rayos-X, EDX Genesis, con el que se han realizado análisis de zonas de hasta 200 Å x 1000 Å. Este equipo pertenece a la Unidad de Microscopía del Centro de

Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, localizada en su sede de Fuentenueva.



## **ANEXO II.- CLAVE DE ACRÓNIMOS**





Se listan a continuación, por orden alfabético, los acrónimos que aparecen en el apartado anterior junto con el significado de los mismos.

**BSE:** *Backscattered electrons*. Modalidad de electrones retrodispersados en la técnica de Microscopía Electrónica de Barrido.

**DRX:** Difracción de Rayos-X.

**EMPA:** *Electronic Microscope Analysis*. Análisis de Microsonda de Electrones.

**SEM:** Microscopía Electrónica de Barrido.

**SEM-CL:** *Scannig Eectron Microscopy-Cathodoluminescence*. Técnica de Catodoluminiscencia mediante Microscopía Eletrónica de Barrido.

**SEM-EDX:** *Scannig Eectron Microscopy-Energy Dispersive Ray-X*. Espectrometría de Energía Dispersiva de Rayos-X en la técnica de Miscroscopía Electrónica de Barrido.

**TEM:** *Transmission Electron Microscopy*. Microscopía Electrónica de Transmisión.



**PARTE III**  
**RESULTADOS Y DISCUSIÓN**



**III.1.- CARACTERES GENERALES Y  
MACROMORFOLÓGICOS DE LOS  
SUELOS**



### III.1.1.- TIERRA PARDA DE SIERRA ELVIRA (PERFIL P1)

#### III.1.1.1.- Factores formadores del suelo

##### Geología

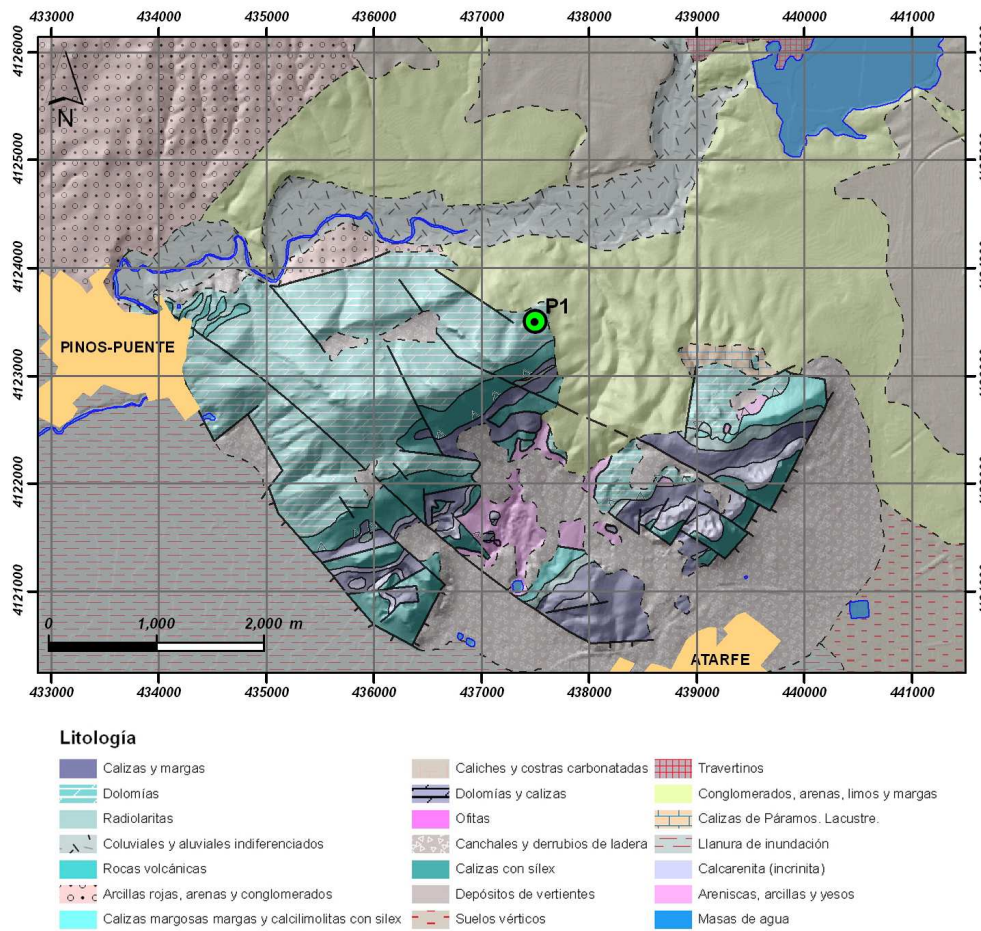
Sierra Elvira pertenece al Dominio paleogeográfico del Subbético de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Figura III.1.1). Éste fue diferenciado durante la mayor parte del Jurásico y Cretácico y está dominado por una sedimentación marina hemipelágica (Vera *et al.*, 2004). En general, la secuencia estratigráfica del Subbético está representada por unos 1000 m de calizas y dolomías del Jurásico inferior, seguidas por aproximadamente 500 m de calizas margosas y calizas de edad Jurásico medio-Cretácico superior (García-Hernández *et al.*, 1980). Durante el Jurásico, las distintas tasas de subsidencia y facies sedimentarias permiten diferenciar distintas zonas en dicho Dominio, distinguiéndose así el Subbético Externo, Medio e Interno (García-Dueñas, 1967). En el Subbético Medio, al cual pertenece Sierra Elvira, se reconoce una secuencia de rocas hemipelágicas en las que hay intercaladas rocas procedentes de un vulcanismo submarino (Molina y Vera, 2008). De igual forma se reconocen facies radiolaríticas similares a las encontradas en otras cadenas Alpinas-Mediterráneas y que constituyen la Formación Jarropa, una de las más características unidades litoestratigráficas del Jurásico en el Subbético (O'Dogherty *et al.*, 1997; Molina *et al.*, 1999).

En particular, Sierra Elvira se caracteriza por mostrar una secuencia de rocas carbonatadas de edad Lias inferior y medio. Se trata de carbonatos de aguas someras, depositados sobre extensas plataformas de tipo Bahamas desarrolladas durante la gran transgresión marina jurásica (Bernoulli y Jenkins, 1974; García-Hernández *et al.*, 1976; Martín, 1980). En dicha secuencia se diferencia un conjunto inferior dolomitizado y uno superior calizo con distintas litofacies, que de abajo a arriba son: calizas con nódulos de sílex del Sinemuriense, capas de transición y calizas de crinoides del Carixiense (Dabrio y Polo, 1985).

Los materiales sinemurienses son calizas micríticas, con un alto contenido en espículas de esponjas silíceas y radiolarios, depositadas en aguas tranquilas de plataforma abierta o talud por debajo del nivel de acción del oleaje y de las corrientes. En ocasiones se intercalan niveles calcareníticos esqueletales u oolíticos correspondientes con capas de tormentas (Dabrio y Polo, 1985). Los nódulos de sílex reconocidos son de origen diagenético, generados en medios sobresaturados en sílice a causa de la removilización de



esta fase mineral procedente de las espículas de esponjas y radiolarios, antes de la dolomitización de los materiales (Martín, 1980).



**Figura III.1.1-** Localización del perfil P1 en el Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. hoja 1009 de Granada.

Las capas de transición son materiales en los que aumenta la frecuencia de las intercalaciones descritas anteriormente y en los que no se reconocen nódulos de sílex. Las estructuras y secuencias sedimentarias reconocidas en estos materiales ponen de manifiesto episodios importantes de regresión, que no llegaron a originar la emersión de los materiales, seguidos de otros episodios transgresivos o subsidentes anteriores al desarrollo de la plataforma carbonatada en la que se depositaron las calizas con crinoides localizadas a techo de la secuencia de Sierra Elvira (Dabrio y Polo, 1985).

En las calizas con crinoides del Carixiense se reconocen dos facies sedimentarias: facies de grandes *megaripples* (*sand waves*) y facies de laminación paralela y *megaripples*. Ambas características de ambientes de

bajíos con elevadas energías a causa de la existencia de corrientes y oleaje (Dabrio y Polo, 1985).

Finalmente, la secuencia de Sierra Elvira finaliza con algunas zonas cicatrizadas por estructuras cársticas.

Esta secuencia sedimentaria de Sierra Elvira, reconocida en otros puntos del sector central del Subbético aunque sin la total emersión de los materiales, se desarrolló en un momento de ascenso del nivel del mar a escala global. Estas secuencias sedimentarias de disminución de la profundidad, junto con las direcciones estructurales de las Béticas, indica una acción directa de los procesos tectónicos en la generación de las mismas (Dabrio y Polo, 1985).

El perfil de suelo seleccionado en Sierra Elvira para esta Tesis Doctoral se ha desarrollado sobre una mezcla de margas pliocuaternarias y calizas jurásicas.

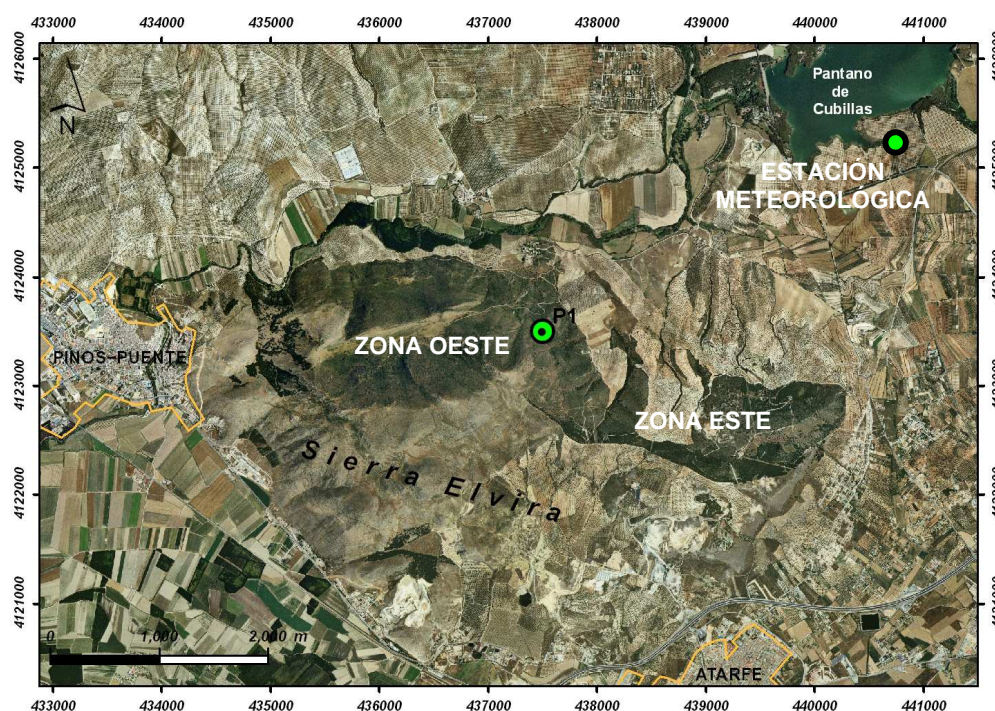
### Relieve

Sierra Elvira queda dividida en dos zonas: la zona Este y la zona Oeste. La primera se caracteriza por ser la más escarpada, aunque sus picos muestran las menores altitudes reconocidas en la sierra. Sus principales cimas son el Tajo Colorao (874 m), la Atalaya o Torreón (886 m) y la Ermita de los Tres Juanes (861 m). Por su parte, en la zona Oeste, donde se localiza el perfil P1 (Figura III.1.2), los relieves son más suaves pero muestran una mayor altitud, como el Morrón de la Punta (1045 m), Elvira o Morrón de Enmedio (1102 m) y el Cerro del Piorno (1082 m). Estas dos zonas se encuentran unidas por el Collado de los Pinos.

### Clima

Se presenta a continuación el balance hídrico y la clasificación edafoclimática del perfil P1 realizados a partir de los datos de precipitación y temperatura media mensual, durante el intervalo temporal 1970-2008, de la estación meteorológica del Pantano de Cubillas. Esta estación meteorológica está situada a 630 m de altitud al noreste de la zona donde se localiza el perfil P1 (Figura III.1.2).

Según la descripción morfológica del perfil, se reconocen raíces hasta una profundidad de 42 cm, comprendiendo la zona enraizable a los horizontes Ah, Bw y BCK del perfil. Con los espesores y el agua útil de dichos horizontes se ha calculado una reserva del suelo de 47,4 mm.



**Figura III.1.2.-** Localización de la estación meteorológica del Pantano de Cubillas con respecto a la posición del perfil P1.

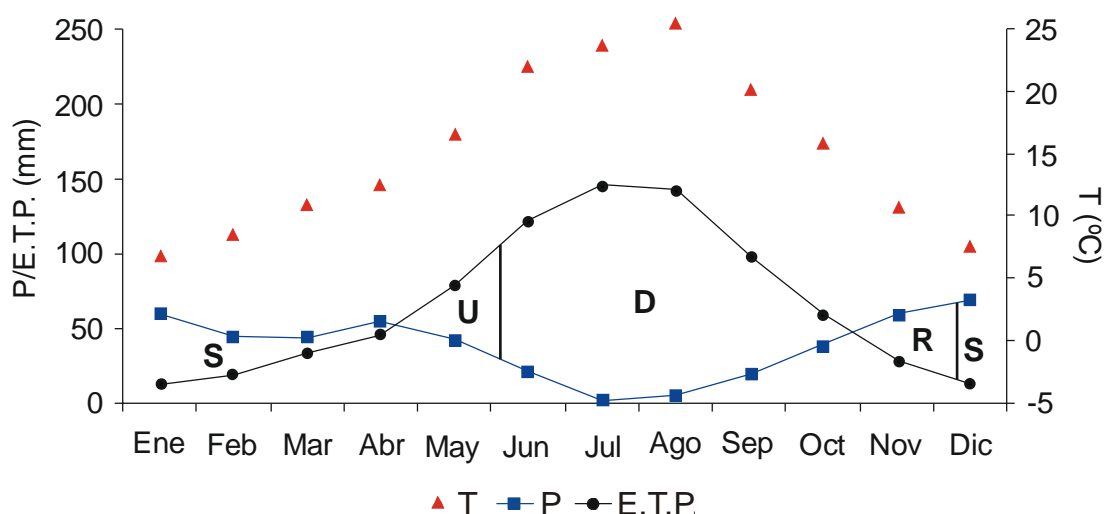
La Tabla III.1.1 y la Figura III.1.3 muestran el balance hídrico medio para este suelo.

**Tabla III.1.1.-** Balance hídrico del perfil P1.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL <sup>1</sup>
<b>T</b>	6,7	8,4	11,0	12,5	16,7	22,1	24,7	25,4	21,0	15,9	10,8	7,4	15,2
<b>P</b>	59,9	45,3	44,3	54,3	42,6	24,1	3,0	4,0	19,7	40,0	58,0	67,4	462,6
<b>E.T.P.</b>	12,4	19,6	33,1	44,6	76,7	124,2	146,1	143,6	96,6	56,1	27,4	14,2	794,6
<b>R</b>	47,4	47,4	47,4	47,4	13,3	0	0	0	0	0	30,6	47,4	-
<b>ΔR</b>	0	0	0	0	-34,1	-13,3	0	0	0	0	30,6	16,8	-
<b>Ex</b>	47,5	25,7	11,2	9,7	0	0	0	0	0	0	0	36,4	130,5
<b>Df</b>	0	0	0	0	0	86,8	143,1	139,6	76,9	16,1	0	0	462,5
<b>E.T.R.</b>	12,4	19,6	33,1	44,6	76,7	37,4	3,0	4,0	19,7	40,0	27,4	14,2	332,1

<sup>1</sup>Media anual de la temperatura y sumatoria de los valores de todos los meses para el resto de parámetros. Abreviaturas.- T: temperatura (°C); P: precipitación (mm); E.T.P.: evapotranspiración potencial (mm); R: reserva (mm); ΔR: variación de la reserva (mm); Ex: exceso (mm); Df: déficit (mm); E.T.R.: evapotranspiración rea (mm).

Con los datos de precipitación y evapotranspiración diarios calculados, el periodo de utilización de la reserva se extiende hasta el 4 de Junio. A partir de esta fecha, y hasta el mes de Octubre, existe un déficit de agua en el suelo. La recarga alcanzará el valor de la reserva del suelo en los primeros días de Diciembre (aproximadamente el 10 de Diciembre), para posteriormente existir un sobrante de agua hasta el mes de Mayo (Figura III.1.3).



**Figura III.1.3.-** Representación gráfica del balance hídrico del perfil P1.

Abreviaturas.- T: temperatura; P: precipitación; ETP: evapotranspiración potencial; S: sobranje; U: utilización; D: déficit; R: recarga.

Tal y como se indica en *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), los límites de la sección control de humedad del suelo están definidos por la profundidad del frente de humectación cuando se añaden 25 mm de agua a un suelo seco, tras 24 horas (límite superior), y 75 mm de agua tras 48 horas (límite inferior).

En este caso, la sección control se extiende desde los 23 cm a los 55 cm de profundidad en el perfil.

No se tienen datos precisos de la temperatura del suelo por lo que su cálculo se ha estimado según el protocolo indicado en *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010). Así, la temperatura media anual del suelo se calcula sumando 1,0 °C a la temperatura media anual atmosférica (15,2 °C) (Tabla III.1.1); en este caso 16,2 °C. La temperatura media del suelo en los meses de verano (Junio, Julio y Agosto) se obtiene restando 0,6 °C a la temperatura media atmosférica de dichos meses (24,1 °C), siendo por tanto de 23,5 °C. Por último, la temperatura media del suelo durante los meses de invierno se corresponde con la diferencia entre dos veces la temperatura media anual del suelo (2x16,2 °C) y la temperatura media del mismo durante los meses de verano (23,5 °C). En este caso es de 8,9 °C.

Siguiendo las claves de *Keys to Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010) este perfil se caracteriza por presentar un régimen de humedad *xeric*. La sección control permanece totalmente seca, durante más de 45 días consecutivos tras el

solsticio de verano, y totalmente húmeda, durante más de 45 días consecutivos tras el solsticio de invierno.

Por su parte, presenta un régimen de temperatura *thermic*, con una temperatura media anual que se encuentra entre 15,0 y 22,0 °C (16,2 °C) y una diferencia entre las temperaturas medias de verano e invierno mayor a 6,0 °C (14,6 °C).

### Vegetación

La vegetación característica de la zona donde se localiza el perfil P1 está definida por el Piso bioclimático Mesomediterráneo (Rivas Martínez, 1987). Éste, es el de mayor extensión territorial de la Península Ibérica y ocupa importantes territorios en Andalucía. Se caracteriza por un termoclima con temperaturas medias anuales entre los 13 y 17 °C y por presentar inviernos con una temperatura media de las mínimas del mes más frío inferior a 4 °C. A pesar de estas condiciones relativamente extremas, algunos cultivos arbóreos exigentes ante la temperatura (por ejemplo la vid, el almendro o el olivar) pueden desarrollarse con éxito en este Piso bioclimático. La distribución de las grandes Series de vegetación está condicionada por el sustrato y el ombroclima. De esta forma, en zonas con precipitaciones anuales inferiores a 350 mm no se desarrollan bosques densos de los *Quercetalia ilicis* sino los matorrales o bosquetes densos de los *Pistacio-Rhamnetalia alaterni*, que en ocasiones pueden albergar árboles de talla media como *Juniperus thurifera*, *Pinus halepensis*, etc. Dentro de este Piso bioclimático se diferencian cuatro grupos de Series de vegetación, perteneciendo la zona de estudio al grupo de las Series mesomediterráneas de los encinares. Concretamente es la Serie mesomediterránea bética, marianense y araceno-pacense basófila de *Quercus rotundifolia* o encina (*Paeonio coriaceae-Querceto rotundifoliae sigmetum*) la representada en el área donde se localiza el perfil P1, donde en su etapa madura es un bosque de talla elevada en el que *Quercus rotundifolia* suele ser dominante.

### **III.1.1.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo**

#### Caracteres generales

**Localización:** El perfil P1 se localiza en las inmediaciones de Sierra Elvira, dos kilómetros al sureste de Caparacena, entre Cuna Baja y Morrón de la



Punta (Figura III.1.4). Esta sierra se encuentra en un lateral de la Vega de Granada y pertenece a los municipios de Pinos Puente, Atarfe y Albolote.

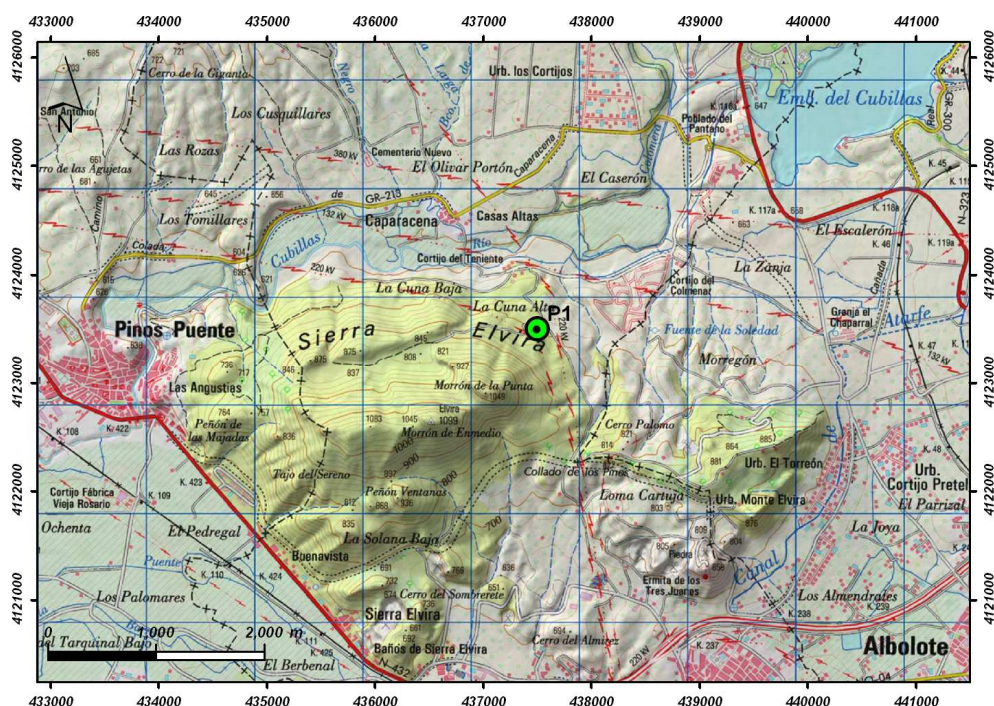


Figura III.1.4.- Localización del perfil P1 en el mapa topográfico de Granada a escala 1:50.000.

**Coordenadas UTM:** 30SVG375235.

**Altitud:** 760 metros.

**Posición fisiográfica:** Pie de ladera convexa.

**Forma del terreno circundante:** Montañoso ladera arriba y colinado hacia abajo; se encuentra en el contacto entre un relieve de montaña (Sierra Elvira), de materiales de edad jurásica, y el relieve colinado, de materiales de edad pliocuaternaria, que se interpone entre esta Sierra y la Vega de Granada.

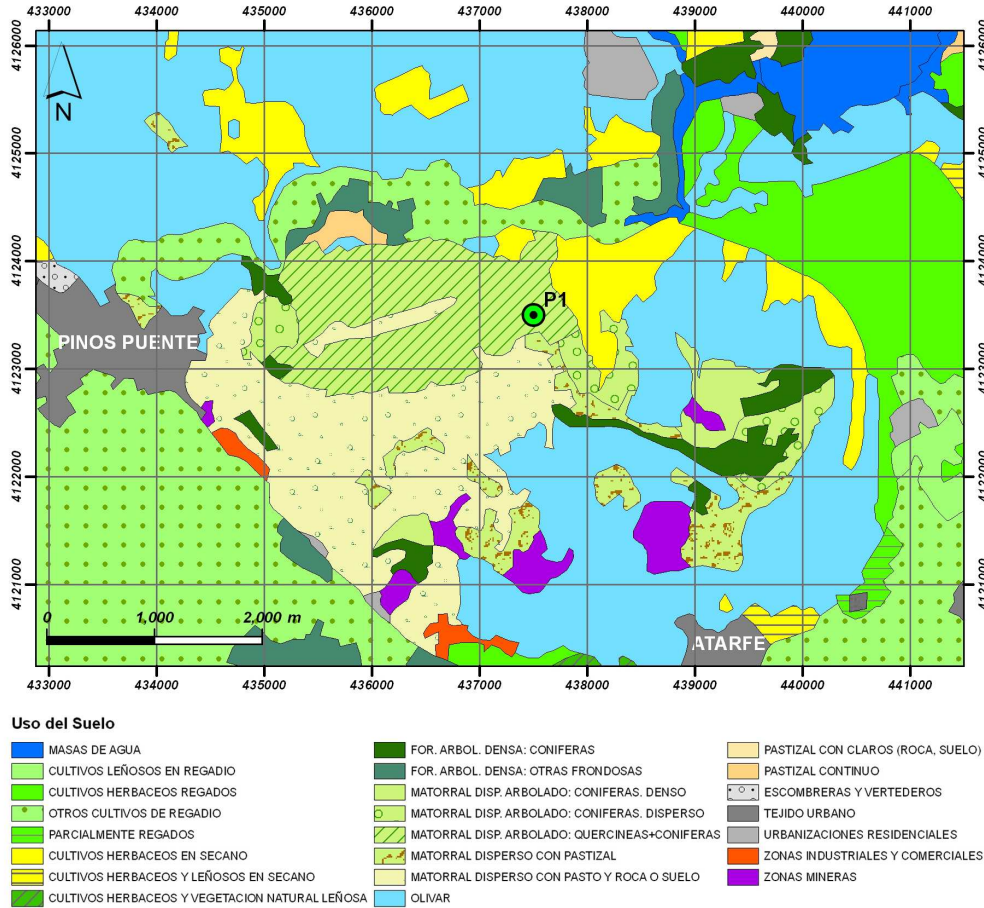
**Microtopografía:** Compleja, con microvalles y elevaciones, debido a los procesos erosivos, al pastoreo y a la presencia de un substrato rocoso compacto, muy cercano a la superficie en algunos puntos.

**Pendiente:** 37%, terreno escarpado.

**Orientación:** Norte-Noreste.

**Vegetación:** Chaparral con vegetación de bajo porte.

**Uso:** Monte bajo empleado para el pastoreo y la caza. La Figura III.1.5 muestra la distribución de superficies de usos y coberturas vegetales en las inmediaciones del perfil P1.



**Figura III.1.5.-** Superficies de usos y coberturas vegetales en las zonas circundantes al perfil P1.

**Roca madre/material de partida:** El material geológico sobre el que se desarrolla el suelo es complejo. Los componentes minerales de los horizontes superiores (AC, Bw y Bck) proceden de una mezcla de materiales margosos de edad pliocuaternaria y cantos calizos jurásicos, y el coluvionamiento de suelos y materiales situados aguas arriba; los horizontes inferiores (2CBk, 2Ck1, 2Ck2 y 3C) proceden de la transformación, poco intensa, de una marga *in situ* con procesos de acumulación de carbonatos encostrados.

**Drenaje:** Clase 6, excesivamente drenado.

**Condiciones de humedad:** Levemente húmedo hasta los 60 cm y húmedo a partir de esa profundidad.

**Profundidad de la capa freática:** Desconocida.

**Pedregosidad superficial:** Clase 4. Excesivamente pedregoso. Las piedras cubren entre el 15 y el 90% de la superficie.

**Afloramientos rocosos:** Clase 2, rocoso. Los afloramientos de roca cubren del 10 al 25% de la superficie; no se trata de caliza compacta sino de un conglomerado de cantos calizos cementado por carbonatos. Posiblemente se trata de una antigua costra edáfica.

**Evidencias de erosión:** Erosión hídrica laminar y posiblemente eólica, de moderadas a severas.

**Salinidad:** No se observan sales en superficie.

**Influencia humana:** Talas periódicas del bosque y pastoreo.

#### Descripción de los horizontes

El perfil P1 presenta una distribución de horizontes mostrada en la Figura III.1.6, y que se describen a continuación.

#### **Horizonte O**

Se extiende en profundidad desde 0 a 2 cm. Se trata de una capa de hojarasca poco transformada, mezclada con una pequeña fracción de material de suelo. Está muy suelto y en zonas presenta una estructura migajosa débil o incluso granular débil. Su porosidad intersticial es muy elevada y tiene un elevado contenido en piedras de naturaleza caliza.

#### **Horizonte Ah**

Su extensión va de 2 a 15 cm de profundidad. Presenta un color entre pardo grisáceo oscuro y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3,5/2), en húmedo, y entre pardo amarillento claro y pardo amarillento (10YR 5,5/4), en seco. Su textura es franco arcillosa y tiene una estructura en bloques subangulares medianos y finos, débil que rompe en granular fina, moderada. Es un horizonte ligeramente adherente, plástico, friable y ligeramente duro. Respecto a su porosidad, decir que presenta muchos poros intersticiales finos y muy finos, muchos poros vesiculares y poros tubulares finos en los agregados. En este horizonte son frecuentes las gravas y pocas las piedras, subredondeadas, de naturaleza caliza, no alteradas. Se observan excretas, macroporos, etc., como rasgos de una



intensa actividad biológica, con abundantes raíces finas y muy finas. Se caracteriza por tener un límite neto y plano con el horizonte subyacente.

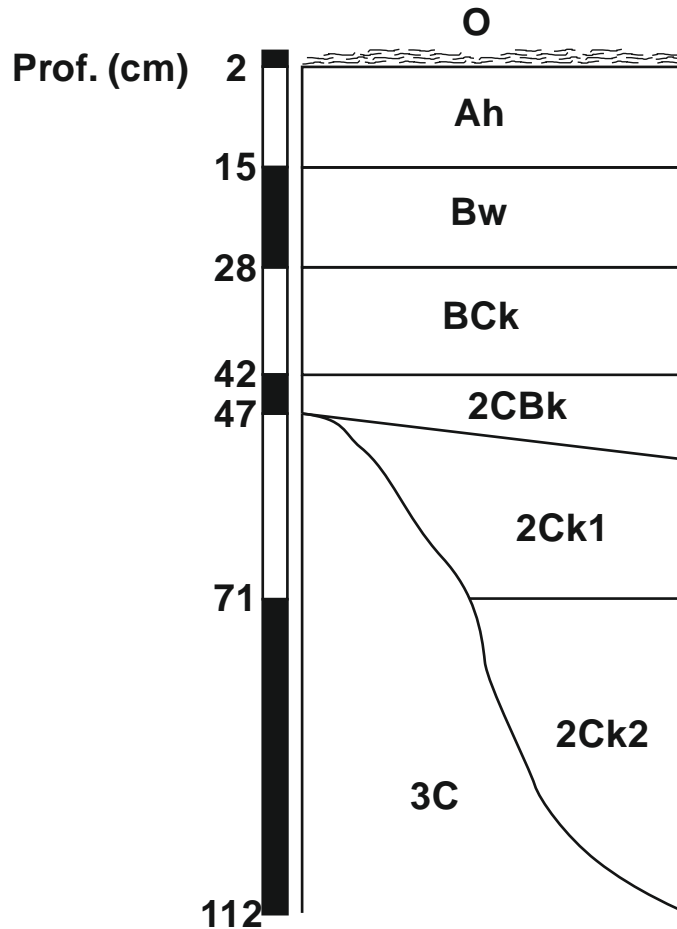


Figura III.1.6.- Esquema del perfil P1.

#### Horizonte Bw

Tiene un espesor de 13 cm (desde los 15 a los 28 cm de profundidad). Su color es entre pardo y pardo oscuro (10YR 3,5/3), en húmedo, y entre pardo amarillento claro y pardo amarillento (10YR 5,5/4), en seco. Presenta una textura franco arcillosa. Tiene una estructura en bloques subangulares gruesos, que rompen en bloques subangulares hasta muy finos, moderada. Se caracteriza por ser ligeramente adherente, plástico, friable y ligeramente duro. Son frecuentes los poros intersticiales finos y muy finos, y muchos los poros vesiculares y tubulares finos, medianos y gruesos, en los agregados. En este horizonte se reconocen frecuentes gravas y pocas piedras, subredondeadas, de naturaleza caliza, no alteradas. Hay pocos nódulos pequeños de carbonatos, blancos, duros y redondeados. Se observan excretas, macroporos, etc., como rasgos de

una moderada actividad biológica, siendo comunes las raíces medianas y gruesas. Su límite es neto y plano con el horizonte subyacente.

### **Horizonte BCK**

Con una extensión de 28 a 42 cm, en profundidad, presenta un color entre pardo amarillento claro y pardo amarillento (10YR 5,5/4), en húmedo, y entre pardo muy pálido y pardo amarillento claro (10YR 6,5/4), en seco. Con textura franco arcillosa y estructura en bloques subangulares gruesos, moderada-débil, que rompen en bloques subangulares hasta muy finos, moderada-fuerte. Es ligeramente adherente, plástico, muy friable y ligeramente duro. Presenta pocos poros intersticiales finos y muy finos y frecuentes poros vesiculares y tubulares finos, medianos y gruesos, en los agregados. Tiene frecuentes gravas y pocas piedras, subredondeadas, de naturaleza caliza, no alteradas. Con frecuentes nódulos grandes de carbonatos, blancos, blandos, redondeados y con límite difuso. Pocas raíces medianas y gruesas. Su límite es neto y plano con el horizonte subyacente. Se trata de un horizonte, claramente de acumulación de carbonatos, con partes mezcladas del horizonte anterior que se presentan como "bolsas" de 1 a 2 cm de diámetro.

### **Horizonte 2CBk**

Se extiende desde los 42 a los 47/53 cm de profundidad. Su color es gris claro (10YR 7/2), en húmedo, y entre blanco y gris claro (10YR 7,5/1), en seco. Con textura franco arcillo limosa. Ligeramente adherente, plástico, muy friable y ligeramente duro.

### **Horizonte 2Ck1**

De 47/53 a 71 cm de extensión en profundidad. Es de color gris claro (10YR 7/2), en húmedo, y entre blanco y gris claro (10YR 7,5/1), en seco. Tiene una textura arcillo limosa. Ligeramente adherente, plástico, muy friable y duro. Lateralmente se acuña apareciendo el horizonte 3C (Figura III.1.6).

### Horizonte 2Ck2

Localizado entre 71 y 112 cm de profundidad. Tiene un color entre gris claro y pardo muy pálido (10YR 7/2,5), en húmedo y entre blanco y gris claro (10YR 7,5/1), en seco. Su textura es franco arcillo limosa. Es ligeramente adherente, plástico, muy friable y duro. Lateralmente se acuña apareciendo el horizonte 3C.

### Horizonte 3C

Es un horizonte discontinuo que alterna con los horizontes 2Ck1 y 2Ck2 (Figura III.1.6). Se reconoce desde los 47 cm hasta más de 112 cm de profundidad. Su color es entre gris claro y pardo muy pálido (10YR 7/2,5), en húmedo, y entre blanco y gris claro (10YR 7,5/1), en seco. Se caracteriza por una textura arcillosa. Ligeramente adherente, plástico, muy friable y duro. Lateralmente se acuña apareciendo los horizontes 2Ck1 y 2Ck2.

#### III.1.1.3.- Resultados analíticos del suelo

Las propiedades analíticas del perfil P1 se han recogido en las Tablas III.1.2 y III.1.3 que se muestran a continuación.

**Tabla III.1.2.-** Datos analíticos del perfil P1: propiedades físicas.

Horizontes	Prof. (cm)	Granulometría (%)								
		Grava <sup>1</sup>	Arena	Limo	Arcilla	Subfracciones de arena USDA				
						AMG	AG	AM	AF	AMF
<b>Ah</b>	2-15	24	29,4	33,8	36,8	5,5	6,8	5,6	6,2	5,3
<b>Bw</b>	15-28	37	30,1	39,7	30,2	6,0	7,1	5,7	6,5	4,8
<b>Bck</b>	28-42	46	29,2	39,4	31,4	6,2	7,4	5,5	6,0	4,1
<b>2CBk</b>	42-47/53	11	12,3	47,0	40,7	1,4	2,0	3,5	4,0	1,4
<b>2Ck1</b>	47/53-71	3	3,7	41,8	54,5	0,2	0,4	0,5	2,2	0,4
<b>2Ck2</b>	71-112	15	5,6	56,9	37,5	1,6	1,6	0,9	0,8	0,7
<b>3C</b>	47->112	16	0,7	39,1	60,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2

Horizontes	Prof. (cm)	W (%)		A.u. (mm/cm)
		-33 kPa	-1500 kPa	
<b>Ah</b>	2-15	22,3	12,3	1,2
<b>Bw</b>	15-28	19,3	11,4	1,0
<b>Bck</b>	28-42	18,9	9,4	1,4
<b>2CBk</b>	42-47/53	22,3	9,5	1,8
<b>2Ck1</b>	47/53-71	24,9	12,1	1,8
<b>2Ck2</b>	71-112	23,6	8,9	2,1
<b>3C</b>	47->112	27,6	16,1	1,6

<sup>1</sup>Porcentaje respecto a la masa total del horizonte.

Abreviaturas.- AMG: arena muy gruesa; AG: arena gruesa; AM: arena media; AF: arena fina; AMF: arena muy fina. W: contenido másico de agua; A.u.: agua útil.

Tabla III.1.3.- Datos analíticos del perfil P1: propiedades químicas y físico-químicas.

Horizontes	C.O. (%)	N (%)	C/N	P (mg/kg)	pH		C.E. (mS/cm)	CaCO <sub>3</sub> eq. (%)	K asimilable (mg/100g)
					H <sub>2</sub> O	KCl			
Ah	2,98	0,25	12	70	7,7	7,3	0,19	59	22,0
Bw	1,79	0,14	13	49	8,0	7,2	0,17	62	21,7
Bck	0,82	0,10	8	27	8,1	7,3	0,16	73	16,4
2CBk	0,47	0,08	6	20	8,2	7,3	0,14	78	10,9
2Ck1	0,40	0,04	10	25	8,3	7,4	0,16	76	11,6
2Ck2	0,30	0,01	23	25	8,3	7,5	0,13	73	5,9
3C	0,37	0,02	16	37	8,4	7,3	0,16	57	12,8

Horizontes	Complejo y Bases de Cambio (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )						C.I.C.	Sat (%)
	Ca <sup>+</sup>	Mg <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma Bases			
Ah	32,1	2,4	0,1	0,9	35,5	28,2	100	
Bw	38,3	2,5	<0,1	0,7	41,5	23,8	100	
Bck	38,9	2,2	0,1	0,4	41,6	19,1	100	
2CBk	40,5	2,6	0,1	0,3	43,5	17,4	100	
2Ck1	42,1	3,7	0,1	0,3	46,2	20,7	100	
2Ck2	39,4	3,2	0,1	0,2	42,9	12,2	100	
3C	43,6	1,9	0,1	0,3	45,9	23,8	100	

Horizontes	Micronutrientes (ppm)				Otros metales pesados (ppm)	
	Fe	Mn	Zn	Cu	Cd	Pb
Ah	8,94	15,56	1,26	0,64	0,01	2,19
Bw	6,74	9,98	1,01	0,86	0,02	2,99
Bck	3,69	2,09	0,78	0,58	0,01	<0,01
2CBk	2,48	2,50	0,13	<0,01	<0,01	<0,01
2Ck1	2,46	2,05	0,28	0,44	<0,01	<0,01
2Ck2	3,17	1,81	0,10	0,30	0,06	<0,01
3C	1,65	1,75	0,13	0,58	0,03	<0,01

Abreviaturas.- C.O.: carbono orgánico; C.E.: conductividad eléctrica; CaCO<sub>3</sub>eq.: carbonato cálcico equivalente; C.I.C.: capacidad de intercambio catiónico; Sat: porcentaje de saturación en bases de cambio.

#### III.1.1.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo

En el suelo se diferencian 8 horizontes con más de 112 cm de profundidad. Se han reconocido dos discontinuidades litológicas: la primera discontinuidad se detecta a los 42 cm desde la superficie, entre el horizonte de transición Bck y el 2CBk. La segunda discontinuidad se detecta a una profundidad variable, dado el carácter discontinuo, e interpenetrado, entre los horizontes 2Ck1 y 2Ck2, por un lado, y el horizonte 3C por otro (Figura III.1.6).

La propiedad que mejor revela la primera de las discontinuidades es el porcentaje en grava, que disminuye bruscamente al pasar del horizonte Bck (46%) al 2CBk (11%) (Tabla III.1.2). Como se observa perfectamente en la Tabla

III.1.2, el contenido de arena total, y de cada una de sus subfracciones, disminuye en una cuantía casi equiparable a la de la grava, aunque inferior. Parejos al descenso de grava y arena se produce un mediano incremento en los porcentajes de limo y arcilla en los horizontes inmediatamente inferiores al BCk (Tabla III.1.2). En función de estos datos, se puede afirmar que aproximadamente los 40 cm de material superficial, hasta la primera discontinuidad, son más ricos en grava y arena, tienen una textura franco arcillosa, y presentan un color netamente más oscuro (en una unidad, como mínimo, de value) y cromático (hasta 3 unidades de croma) que los materiales inferiores. La naturaleza de la abundante grava sin alterar es claramente calizo-dolomítica, diferenciándose de la escasa grava de los horizontes inferiores, de naturaleza más margosa y alterada.

La segunda discontinuidad se manifiesta a partir de los 47/53 cm, en las zonas donde el horizonte 3C es más superficial, o a partir de los 112 cm, en las zonas donde es más profundo. Esta discontinuidad se revela por un brusco aumento del porcentaje de arcilla, no explicable por edafogénesis, que pasa del 37,5% en el horizonte 2Ck2 al 60,2% en el horizonte 3C (Tabla III.1.2). Esto provoca el paso de texturas de naturaleza franca, concretamente franco arcillo limosa, a texturas claramente pesadas y arcillosas. Esta naturaleza, netamente arcillosa, y el hecho de presentar contenidos muy elevados de carbonato cálcico (Tabla III.1.3), están indicando que el horizonte 3C es un material original margoso o la marga *in situ* propiamente dicha. Los otros horizontes C, especialmente el 2CBk, se diferencian del 3C en el hecho de ser zonas más activas de acumulación de carbonatos, con el mayor porcentaje de carbonato cálcico equivalente (Tabla III.1.3) y con el mayor volumen ocupado por nódulos de carbonato secundario.

Por todas las anteriores características, se tiende más a considerar el horizonte 3C como la marga fresca o muy poco modificada. A los horizontes 2Ck2, 2Ck1 y 2CBk se les puede entender como el material margoso no consolidado y que ha perdido, en gran medida, su estructura de roca y además claramente enriquecido con carbonato iluvial precipitado en forma de nódulos. Los horizontes BCk, Bw y Ah, constitutivos del *solum*, son horizontes de alteración o de acumulación de materia orgánica, desarrollados sobre un material más gravoso y calizo, posiblemente coluvial.

El contenido de carbono orgánico (C.O.), los macronutrientes nitrógeno total, fósforo, potasio asimilable y los micronutrientes, ligados en mayor o menor

medida a la materia orgánica, como el Zn, Cu, Fe y Mn, siguen la secuencia lógica de descenso con la profundidad (Tabla III.1.3).

Las propiedades relacionadas con el complejo de cambio muestran también los valores esperados (Tabla III.1.3). La capacidad de intercambio de cationes (C.I.C.) es relativamente alta, con un máximo que coincide con el horizonte más rico en humus y con un alto valor en los horizontes arcillosos. El tipo y la proporción de los cationes adsorbidos son los que cabe esperar en suelos que se desarrollan sobre materiales carbonatados en climas secos, saturados de bases y con un amplio predominio del calcio sobre los demás cationes.

Los carbonatos presentan un aumento continuo hasta el horizonte 2CBk, donde es máxima la acumulación de estas sales (78%), y luego disminuyen progresivamente en 2Ck1 (76%) y 2Ck2 (73%), y algo más bruscamente en 3C (57%) (Tabla III.1.3), coincidiendo con la segunda discontinuidad litológica. Esta dinámica refleja claramente un proceso de lavado-acumulación de carbonatos.

El pH se mantiene en el rango moderadamente alcalino en todo el perfil, con una acidificación muy leve en el horizonte Ah, como corresponde a un horizonte orgánico-mineral (Tabla III.1.3).

El ión sodio en el complejo de cambio y la conductividad eléctrica son muy bajos (Tabla III.1.3). No existen, por tanto, problemas de salinización-sodización.

#### **III.1.1.5.- Clasificación del suelo**

##### *World Reference Base for Soil Resources (WRB, 2006)*

Según las claves de esta clasificación, los materiales superficiales del perfil presentan características que mayoritariamente se corresponderían con las de un horizonte diagnóstico superficial *móllico*. Sin embargo, no cumplen las condiciones de color de dicho horizonte por lo que no pueden ser englobados en ningún horizonte diagnóstico superficial.

Los horizontes Bw y BCk se caracterizan por tener una textura fina, concretamente franco arcillosa, y una estructura de roca ausente en más del 50% de su volumen. Muestran signos de alteración manifestados en un color con croma, en húmedo, mayor que el de los horizontes supra e infrayacente, y un value, en húmedo, mayor que el del horizonte suprayacente. No forman parte de una capa de arado, no se trata de materiales orgánicos y no presentan las características de cualquier otro horizonte diagnóstico. Además, su espesor es

superior a 15 cm. Se concluye, por tanto, que forman parte de un horizonte subsuperficial *cámbico*.

Finalmente, los horizontes 2Ck1, 2Ck2 y 3C se caracterizan por estar enriquecidos en carbonato cálcico equivalente en más del 15% a lo largo de un espesor de más de 15 cm. Dicho enriquecimiento se manifiesta en forma de nódulos. Con estas características se clasifican como un horizonte subsuperficial *cálcico*.

Respecto a las propiedades diagnóstico, se reconoce un cambio textural abrupto en la parte inferior del perfil; se pasa de una textura franco arcillo limosa en el horizonte 2Ck2 a una textura arcillosa en el horizonte 3C, provocado por un aumento brusco del contenido en arcilla en el horizonte más profundo.

También se registran dos discontinuidades litológicas. La primera se localiza en el paso del horizonte BCK al 2CBk y está definida por un descenso del contenido en grava y en arena total y un cambio relativo de más del 20% en las relaciones entre arena gruesa, arena media y arena fina. De la misma forma se aprecia un ligero aumento de los porcentajes de limo y arcilla. La segunda discontinuidad se manifiesta por el importante aumento del contenido en arcilla en el horizonte 3C.

La última propiedad diagnóstico reconocida es la de la acumulación de carbonatos secundarios en forma de frecuentes nódulos redondeados y blandos.

Respecto a los materiales diagnóstico, el perfil se caracteriza por presentar *materiales calcáricos*, con un contenido en carbonato cálcico equivalente muy superior al 2% en todo el perfil. En la parte superior son frecuentes las gravas y piedras, de naturaleza caliza, posiblemente de origen coluvial, a partir de los cuales, supuestamente, se han desarrollado los horizontes superiores del perfil (*solum*). Las propiedades del suelo están dominadas por sus componentes minerales por lo que se trata de un material diagnóstico mineral.

La presencia de un horizonte cálcico dentro de los 100 cm desde la superficie del suelo, matriz calcárea en todo el perfil y la no existencia de un horizonte árgico, permite clasificar este perfil dentro del Grupo de los *Calcisoles*.

El horizonte cálcico tiene un contenido de carbonato cálcico equivalente superior al 50%. Dentro de los 100 cm superiores, el perfil presenta dos discontinuidades litológicas y una capa (horizonte 2Ck2), de espesor superior a 30 cm, con textura franco arcillo limosa. El horizonte inferior (desde 45 cm a más

de 110 cm de profundidad) tiene textura arcillosa y se localiza dentro de los 100 cm desde la superficie del suelo.

Con todo esto podemos concluir la clasificación del perfil como *Calcisol Hiper cálcico (Rúptico, Síltico, Cláyico)*.

Keys to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010)

El *epipedon* (horizonte diagnóstico superficial), propio de un suelo mineral, se caracteriza por presentar una estructura de tamaño pequeño (< 2 cm) y una consistencia, en seco, no dura. No presenta estructura de roca ni estratificación sedimentaria. El contenido de carbonato cálcico equivalente, en la fracción tierra fina, es superior al 40% (61%) y la luminosidad (value) de su color, en húmedo, menor de 5. Su saturación en bases es mayor del 50% y contiene más de un 0,6% de carbono orgánico. Este *epipedon* se ha considerado como una mezcla (tal y como indican las claves de clasificación) del horizonte Ah (13 cm) y de parte del horizonte Bw (5 cm), teniendo por tanto una profundidad, desde la superficie, de 18 cm. Su contenido en fosfato, determinado mediante extracción con ácido cítrico, es menor a 1500 miligramos por kilogramo. El *epipedon* permanece húmedo más de 90 días al año, en momentos en los que la temperatura del suelo es de 5,0 °C o superior, y el *n value* es menor de 0,7. Con todas estas características este *epipedon* se clasifica como *mollic*.

El horizonte diagnóstico subsuperficial, que incluye la mayor parte del horizonte Bw y el B<sub>ck</sub>, presenta más de 15 cm de espesor y una textura suficientemente fina (franco arcillosa). No presenta estructura de roca en más de la mitad de su volumen. Tiene un color, en húmedo, con un croma superior al de los horizontes infra y suprayacente y un value superior al de este último. Además, se caracteriza por un lavado de carbonatos y por no formar parte de un horizonte Ap ni tener consistencia quebradiza en el 60% de la matriz. Por todas estas características se clasifica como un horizonte subsuperficial *cambic*.

Los horizontes 2C<sub>k1</sub>, 2C<sub>k2</sub> y 3C se hallan enriquecidos, en más del 15%, en carbonato cálcico equivalente a lo largo de un espesor de más de 15 cm. Dicha concentración es un 5% superior (con un valor próximo al 70%), en valor absoluto, a la de los horizontes superiores y aparece en forma de nódulos. Con estas características se diagnostica como horizonte subsuperficial *calcic*.

La presencia de un *epipedon mollic* y el hecho de que este perfil tenga una saturación en bases superior al 50% en todos sus horizontes, hace que el suelo se clasifique dentro del Orden de los *Mollisols*. Presenta un régimen de



humedad *xeric* por lo que se incluye dentro del Suborden de los *Xerolls*. Tiene un horizonte subsuperficial *calcic* dentro de los primeros 150 cm del perfil, y los materiales suprayacentes a dicho horizonte contiene carbonatos libres. Por estas razones pertenece al Gran Grupo de los *Calcixerolls* y al Subgrupo de los *Typic Calcixerolls* por no presentar otras propiedades diagnóstico.

En el establecimiento de la Familia, se define una sección control para las clases de tamaño de partícula y mineralógica que se extiende desde 25 a 100 cm de profundidad, ya que se trata de un *Mollisol* que no presenta horizonte diagnóstico *argillic*, *candic* o *natric* y no pertenece a un Subgrupo *Lamellic*.

En esta sección control podemos diferenciar dos zonas con más de 12,5 cm de espesor y una transición entre las mismas neta y plana (menor a 12,5 cm), que muestran clases de tamaño de partícula diferentes entre sí: franca-fina para la zona superior (parte del horizonte Bw y horizonte BCk) y arcillosa para la inferior (resto del perfil). Sin embargo, no se puede considerar una clase de tamaño de partícula fuertemente contrastada (franca-fina sobre arcillosa), ya que la diferencia entre sus contenidos de arcilla no supera el 25% en valor absoluto. Por tanto, la clase de tamaño de partícula se define para la totalidad de la sección control en función de la media ponderada de los parámetros utilizados. En este caso, se caracteriza por presentar menos del 35% de fragmentos de roca, una textura arcillo limosa, un contenido de partículas, con diámetro entre 0,1 y 75 mm, superior al 15% en la fracción menor de 75 mm, y un porcentaje de arcilla inferior al 60% (50,1%). Se define por tanto una clase *Fine* de tamaño de partícula.

Respecto a la clase mineralógica decir que la sección control se caracteriza por presentar, en la fracción tierra fina, un porcentaje en peso de carbonatos superior al 40%. De esta forma se clasifica como *Carbonatic*.

La sección control que define la clase calcárea y de reacción se extiende desde 25 a 50 cm desde la superficie del suelo. Se caracteriza porque, en la fracción tierra fina, muestra efervescencia en HCl frío diluido, definiéndose así esta clase como *Calcareous*.

Para establecer la clase de temperatura, la sección control tiene una profundidad de 50 cm desde la superficie del suelo, ya que no existe capa limitante a las raíces. La diferencia entre la temperatura media de verano y la de invierno es mayor a 6,0 °C, y la temperatura media anual del suelo se encuentra entre 15,0 y 22,0 °C, siendo, por tanto, una clase de temperatura *Thermic*.

Con todo esto se concluye la clasificación del perfil como *Fine, Carbonatic, Calcareous, Thermic, Typic Calcixeroll*.

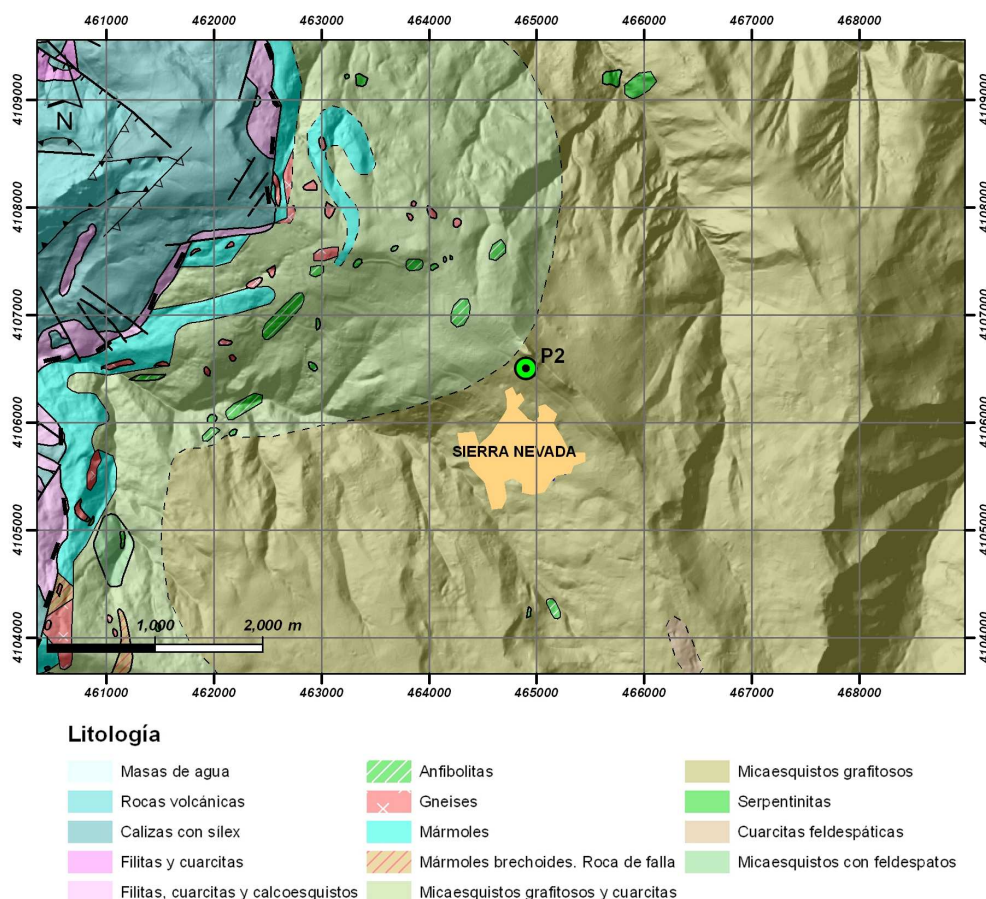


### III.1.2.- RANKER DE SIERRA NEVADA (PERFIL P2)

#### III.1.2.1.- Factores formadores del suelo

##### Geología

Este perfil está englobado en el ámbito geológico de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, concretamente dentro del Complejo Nevado-Filábride constituido por rocas metamórficas (Figura III.1.7).



**Figura III.1.7.-** Localización del perfil P2 en el Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. hoja 1027 de Güeiar-Sierra.

Dentro del Complejo Nevado-Filábride, el perfil P2 se ha desarrollado sobre materiales pertenecientes a la Unidad de las Yeguas del Manto del Veleta. Las rocas que constituyen esta Unidad son principalmente rocas metamórficas incluidas dentro de las facies de esquistos verdes de presión intermedia (metamorfismo alpino de grado medio). Las rocas reconocidas en estas facies son: 1) Cuarcitas feldespáticas y micaesquistos feldespáticos, que aparecen alternantes entre sí. En ocasiones las cuarcitas muestran un aspecto muy deleznable y se abren en láminas de poco espesor mostrando muy poca

resistencia ante la erosión. Los minerales que conforman estas rocas son principalmente cuarzo, mica incolora, albita, clorita, granate, zircón, turmalina y apatito; 2) Micaesquistos grafitosos, que pueden diferenciarse en tres tipos dependiendo de la presencia de feldespato, cloritoide o biotita. Los minerales presentes en estas rocas son cuarzo, mica incolora, biotita, cloritoide, plagioclasa, epidota, turmalina, granate, grafito, menas metálicas opacas, sericita y clorita; 3) Venas y filones de cuarzo de segregación; y 4) Algunos núcleos aislados y dispersos de anfibolitas (con actinolita, albita, biotita epidota, titanita, cuarzo, rutilo, turmalina, apatito, oligisto, mica blanca y leucoxeno), serpentinitas (con antigorita, espinelas, restos de olivino y de piroxenos), y epidotitas (con zoisita, menas opacas, titanita, cuarzo y mica blanca intersticial) (Díaz de Federico y Puga, 1980; Delgado *et al.*, 1988; Martín-García, 1994).

El material sobre el que se han desarrollado estos suelos consiste, concretamente, en derrubios de ladera procedentes de la meteorización física y química sufrida por las rocas anteriormente descritas. Los procesos de glaciario acontecidos en Sierra Nevada, en épocas no muy lejanas, debieron acelerar estos procesos de meteorización, proporcionando gran cantidad de material.

### Relieve

La zona de Sierra Nevada en la que se localiza este perfil (Figura III.1.8) se caracteriza por un aspecto general alomado, aunque en detalle se reconocen numerosos escarpes, tajos, abarrancamientos y otros accidentes geográficos típicos de áreas de alta montaña (Delgado *et al.*, 1988).

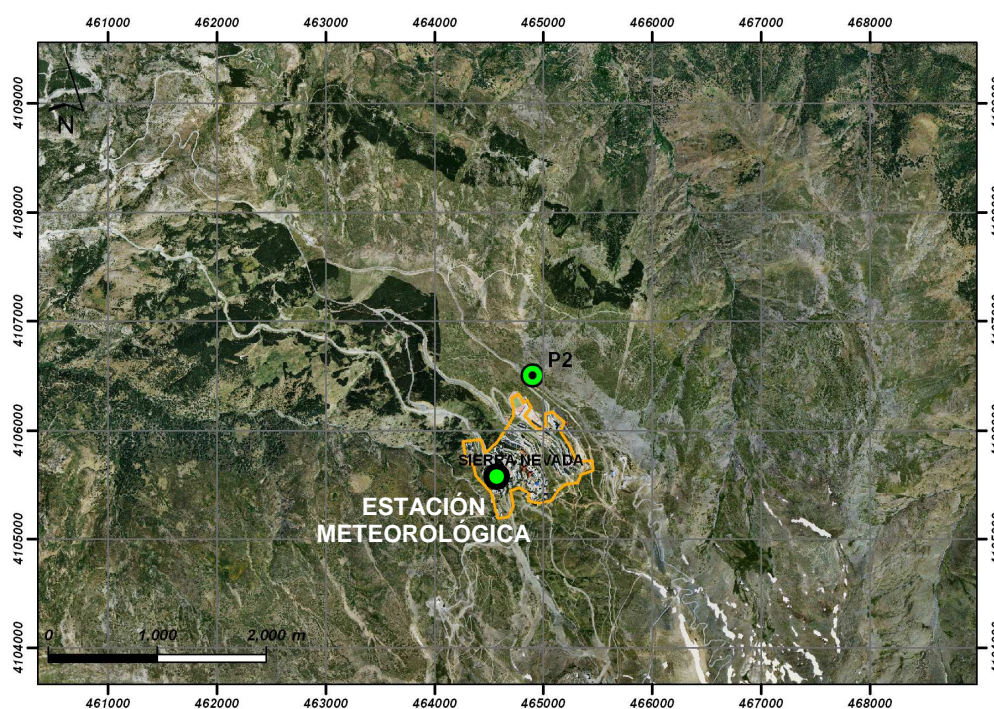
Los picos de mayor cota de esta sierra, Veleta (3393 m) y Mulhacén (3482 m), se localizan en esta zona, junto con otros picos representativos como la Alcazaba (3366 m), el Horcajo de Trevélez (3182 m), el Tosal del Cartujo (3152 m) o el Caballo (3013 m) entre otros.

### Paleoclima y Clima Actual

Las grandes glaciaciones cuaternarias que se reconocen en Sierra Nevada son las correspondientes a las glaciaciones Riss y Würm, aunque algunos estudios palinológicos indican que también existió la glaciación Mindel (Martín-García, 1994), dentro de la cual se han podido diferenciar dos pulsos glaciares (Mindel I y II) separados por un periodo de cierta suavidad climática conocido como Corton (Menéndez Amor y Florschütz, 1964). El periodo

interglacial Mindel-Riss, con temperaturas más cálidas, se denomina Neede y dentro de él se distingue un periodo a nivel local llamado Granada Interglacial, con un clima oceánico y más suave.

La glaciación Riss es la más antigua e intensa de las reconocidas en Sierra Nevada, descendiendo sus glaciares hasta cotas próximas a los 1800 m que dejaron abundantes marcas de abrasión, hombreras y depósitos morrénicos laterales en el relieve de este macizo. La identificación de este periodo glacial en Sierra Nevada se traduce en acumulaciones morrénicas por debajo de las morrenas terminales de la glaciación Würm, y en la aparición de grandes bloques redondeados fuera de los límites establecidos para esta última glaciación y fuera de la posible erosión por la acción de cursos fluviales (Hempel, 1960; Messerli, 1965; Gómez Ortiz, 1987).



**Figura III.1.8.-** Localización de la estación meteorológica de Sierra Nevada con respecto a la posición del perfil P2.

Mediante estudios palinológicos se han identificado tres subperiodos en la glaciación Riss: Riss I, Riss II y Riss III (Menéndez Amor y Florschütz, 1964). Éstos, están definidos por cambios en la vegetación y aparición de polen arbóreo, pero sus indicios han sido eliminados por la acción de las etapas interglaciares, del glaciarismo würmiense y del periglaciario posterior (Delgado, 1980).

La glaciación Würm supuso una fase climática más débil que la Riss, quedando los hielos limitados a cotas superiores de Sierra Nevada. Así lo ponen de manifiesto los depósitos glaciares de esta época localizados en las zonas de circo y en el valle glaciar alto de la cabecera del río Dílar (Delgado, 1980). Sin embargo, las señales würmienses están mal conservadas en el relieve de Sierra Nevada debido a que en etapas posteriores fueron erosionadas, removilizadas e incluso fosilizadas por el desarrollo de suelos (Delgado, 1980).

Las últimas manifestaciones glaciares en Sierra Nevada se corresponden con el conocido Periodo Tardiglaciar y quedan restringidas a zonas concretas de esta sierra como las partes más altas de los circos y las concavidades de las vertientes occidentales de los valles. La altitud a la que se localizan los vestigios de dicho periodo es variable, caracterizándose además por una distribución heterogénea condicionada por la topografía y orientación desigual de las zonas ocupadas. Las características de este glaciario se encuentran en transición con las propias de un periodo interglaciar y fueron propicias para una intensa actuación de los procesos de gelifracción. Éstos generaron gran cantidad de clastos que quedaron inmersos en los hielos confinados en los circos y concavidades. Posteriormente estarían supeditados a la plasticidad del hielo acumulado sufriendo movimientos plásticos gravitacionales. Se generan así los denominados glaciares rocosos, con una morfología de crestas con caras externas de pendientes pronunciadas (Soria Mingorance y Soria, 1987). Estos glaciares se ubican preferentemente en la vertiente Sur de Sierra Nevada debido a la incidencia de los vientos de poniente sobre la distribución de las masas de hielo.

Dentro del Periodo Tardiglaciar se han reconocido tres etapas mediante estudios palinológicos: Dryas anciano (de clima frío), interestadío tardiglaciar o Allerod (de mejora climática) y Dryas reciente (de clima frío), que marca el tránsito al Holoceno.

Finalmente, el periglaciario pleistoceno de Sierra Nevada se caracteriza por tener su límite inferior de actuación cercano a 700 m de altitud (Soria Mingorance, Soria y Ruiz, 1985) (hasta los 800-1000 m según Hempel, 1960) y el superior solapado con los fenómenos glaciares.

En zonas coincidentes con el límite inferior de ocupación de este periodo periglaciar se han reconocido movimientos de suelo por procesos de gelivación, existiendo huellas de soliflucción en la cobertera vegetal. En algunas zonas escarpadas incluso se han reconocido bloques enteros de pradera desplazados.

Las formas fósiles de soliflucción del Pleistoceno de las zonas bajas de las montañas (entre 800-1000 m de altitud), se caracterizan por ser bloques de distinto tamaño incluidos en una matriz de tierra fina. Sin embargo, aquellas localizadas a cotas superiores aparecen ordenadas y aterrazadas (Hempel, 1960).

Por su parte, la soliflucción actual se localiza a cotas superiores (hasta los 2500 m) donde los ciclos de hielo-deshielo son prolongados existiendo una fuerte actividad crioclástica, que da lugar a laderas y conos de derrubios. En estas zonas aparecen también suelos festoneados, terrazas y formaciones en hoz. Sin embargo, estos procesos de soliflucción son poco frecuentes en Sierra Nevada debido a la escasa precipitación en el macizo y a su distribución.

Con los datos climáticos durante el intervalo temporal 1970-1993, de la estación meteorológica de Sierra Nevada, situada a 2507 m de altitud (Figura III.1.8), se ha realizado el balance hídrico y la clasificación edafoclimática del perfil P2.

Según la descripción morfológica del perfil P2, se reconocen raíces en todos los horizontes del mismo. Con los espesores y el agua útil de dichos horizontes se ha calculado una reserva del suelo de 111,1 mm.

La Tabla III.1.4 y Figura III.1.9 muestran el balance hídrico medio para este suelo.

**Tabla III.1.4.- Balance hídrico del perfil P2.**

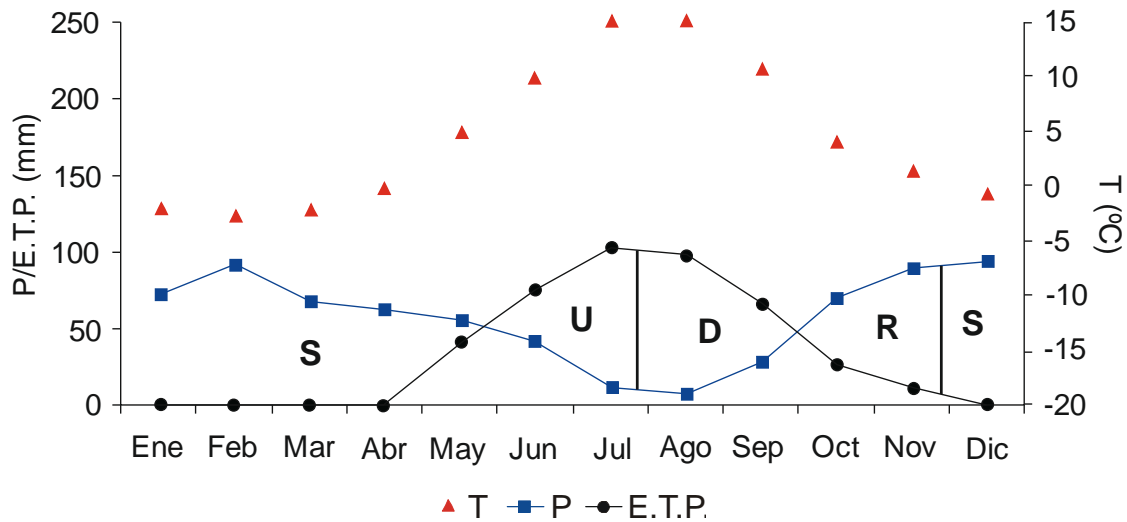
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL <sup>1</sup>
<b>T</b>	-2,1	-2,8	-2,2	-0,1	4,9	9,9	15,2	15,3	10,7	4,0	1,5	-0,9	4,5
<b>P</b>	72,7	93,1	67,6	63,6	55,8	41,3	10,9	7,0	28,8	69,1	88,8	94,3	693,0
<b>E.T.P.</b>	0	0	0	0	41,2	75,2	104,6	99,0	67,6	27,7	11,4	0	426,7
<b>R</b>	111,1	111,1	111,1	111,1	111,1	77,2	0	0	0	41,4	111,1	111,1	-
<b>ΔR</b>	0	0	0	0	0	-33,9	-77,2	0	0	41,4	69,7	0	-
<b>Ex</b>	72,7	93,1	67,6	63,6	14,6	0	0	0	0	0	7,7	94,3	413,6
<b>Df</b>	0	0	0	0	0	0	16,5	92,0	38,8	0	0	0	147,3
<b>E.T.R.</b>	0	0	0	0	41,2	75,2	88,1	7,0	28,8	27,7	11,4	0	279,4

<sup>1</sup>Media anual de la temperatura y sumatoria de los valores de todos los meses para el resto de parámetros. Abreviaturas.- T: temperatura (°C); P: precipitación (mm); E.T.P.: evapotranspiración potencial (mm); R: reserva (mm); ΔR: variación de la reserva (mm); Ex: exceso (mm); Df: déficit (mm); E.T.R.: evapotranspiración real (mm). Datos suministrados por la Agencia Estatal de Meteorología de España.

En valores medios, el periodo de utilización de la reserva se extiende desde finales de Mayo a Julio. Siendo la evapotranspiración real de 3,0 mm/día, en el mes de Julio, la reserva de Junio (77,2 mm) se agotará aproximadamente el 26 de Julio. A partir de esta fecha, y hasta el mes de Septiembre, existe un



déficit de agua en el suelo. La recarga alcanzará el valor de la reserva del suelo aproximadamente el 27 de Noviembre. El periodo de sobrante es bastante extenso; desde finales de Noviembre a finales de Mayo (Figura III.1.9).



**Figura III.1.9.-** Representación gráfica del balance hídrico del perfil P2.

Abreviaturas.- T: temperatura; P: precipitación; ETP: evapotranspiración potencial; S: sobrante; U: utilización; D: déficit; R: recarga.

El cálculo de la sección control de humedad del suelo (según Soil Survey Staff, 2010), establece un espesor de la misma de 29 cm, con un límite superior a 19 cm de profundidad en el perfil y un límite inferior a 48 cm de profundidad en el perfil.

No se tienen datos precisos de la temperatura del suelo por lo que su cálculo se ha estimado según el protocolo indicado en *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010). La temperatura media anual del suelo es 1,0 °C superior a la temperatura media anual atmosférica (4,5 °C) (Tabla III.1.4), por lo que en este caso es de 5,5 °C. La temperatura media estival del suelo (Junio, Julio y Agosto) se obtiene restando 0,6 °C a la temperatura media atmosférica durante dichos meses (13,5 °C), por lo tanto, 12,9 °C. Por último, la temperatura media del suelo durante los meses de invierno se corresponde a la diferencia entre dos veces la temperatura media anual (2 x 5,5 °C) y la temperatura media durante los meses de verano (12,9 °C) del suelo. En este caso sería de -1,9 °C.

El balance hídrico de este perfil pone de manifiesto la existencia de veranos cálidos y secos e inviernos fríos y húmedos. Según las claves establecidas en *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), la sección control permanece totalmente seca durante 45 días consecutivos, dentro del periodo de

cuatro meses tras el solsticio de verano, y húmeda durante 45 días seguidos, dentro de los cuatro meses que siguen al solsticio de invierno. Estos datos establecen un régimen de humedad *xeric* para este perfil.

La determinación del régimen de temperatura plantea una problemática debido a la existencia de un horizonte O, discontinuo, a modo de bolsas bajo los matorrales. La temperatura media anual del suelo se encuentra entre 0 y 8,0 °C (5,5 °C) y la diferencia entre la temperatura media de verano (12,9 °C) y la de invierno (-1,9 °C) es superior a 6,0 °C. Si consideramos la presencia del horizonte O, la temperatura media estival, época en la que el suelo no está saturado en agua, no se encuentra entre 0 y 8,0 °C, por lo que el régimen de temperatura será *frigid*. Pero si consideramos que no existe horizonte O, dicha temperatura media estival muestra valores entre 0 y 15,0 °C, clasificándose el régimen de temperatura como *cryic*.

### Vegetación

La vegetación de Sierra Nevada se caracteriza por una gran variedad debido a la diversidad de factores ecológicos e históricos que la caracterizan. Entre los factores ecológicos la altitud es el más determinante en la distribución de la vegetación, ya que condiciona otros factores como la temperatura, la insolación, la precipitación, la permanencia de la nieve, la presión atmosférica, el viento, etc. De esta forma, se reconoce una secuencia altitudinal de comunidades vegetales, aproximadamente concéntricas, que en detalle puede verse modificada por las características climáticas concretas de cada punto. La variedad del sustrato geológico en Sierra Nevada también condiciona la distribución de la vegetación, ya que cada roca madre sustenta especies vegetales concretas.

Entre los factores históricos que controlan la distribución de la vegetación en Sierra Nevada destacan las glaciaciones acontecidas durante el periodo Cuaternario, que han permitido el desarrollo en las altas cumbres nevadenses de taxones boreo-alpinos o la existencia de algunas especies de distribución tirrénica y macaronésica en las zonas bajas de esta Sierra, dada la existencia de un clima cálido en el periodo interglaciar Riss-Würm (Martínez Parras y Ruiz Jiménez, 1986).

La zonación altitudinal de la vegetación en Sierra Nevada permite reconocer cuatro de los cinco Pisos bioclimáticos característicos de la Región Mediterránea; no se reconoce el Piso termomediterráneo.

Según el Mapa de Series de Vegetación de España de Rivas Martínez (1987) el perfil P2 se sitúa en una zona definida por el Piso bioclimático de vegetación potencial oromediterráneo. Éste se caracteriza por ocupar las zonas de montaña más elevadas y además presenta un estrato arborescente no muy denso, siendo los árboles dominantes *Pinus sylvestris* y ocasionalmente *Pinus uncinata* o *Pinus clusiana* (*P. nigra* Subs. *salzmannii*). A veces en el estrato inferior domina *Juniperus thurifera*. El estrato arbustivo característico de este Piso bioclimático es bastante denso y en él dominan, en función del sustrato, las sabinas, piornos y enebros.

Se han distinguido ocho Series de vegetación dentro del Piso oromediterráneo, agrupadas en dos, en función de las afinidades edáficas y biogeográficas y que son las Series de los pinares, enebrales y piornales silicícolas oromediterráneos y las Series de los pinares, enebrales y sabinares basófilos oromediterráneos. De estos dos grupos de Series de vegetación el primero es el que tiene representación en la zona donde se localiza el perfil P2, y concretamente es la Serie oromediterránea nevadense silicícola de *Juniperus nana* o enebro rastrero (*Genisto baeticae-Junipereto nanae sigmetum*) la característica de esta zona. Esta Serie de vegetación se caracteriza por mostrar un matorral denso en su estado clímax. En Sierra Nevada se desarrolla por encima de los 1900-2000 m de altitud, donde el crecimiento de especies arbóreas se ve impedido por las características climáticas. En las crestas, cornisas y zonas no ocupadas durante mucho tiempo por la nieve abundan los enebros y sabinas. Otras veces aparece un piornal correspondiente a una facies de la comunidad que se recupera tras haber sido quemada o roturada.

### **III.1.2.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo**

#### Caracteres generales

**Localización:** Al pie de los Peñones de San Francisco de Sierra Nevada, dentro del término municipal de Güejar-Sierra (Figura III.1.10).

**Coordenadas UTM:** 30SVG649065.

**Altitud:** 2420 metros.

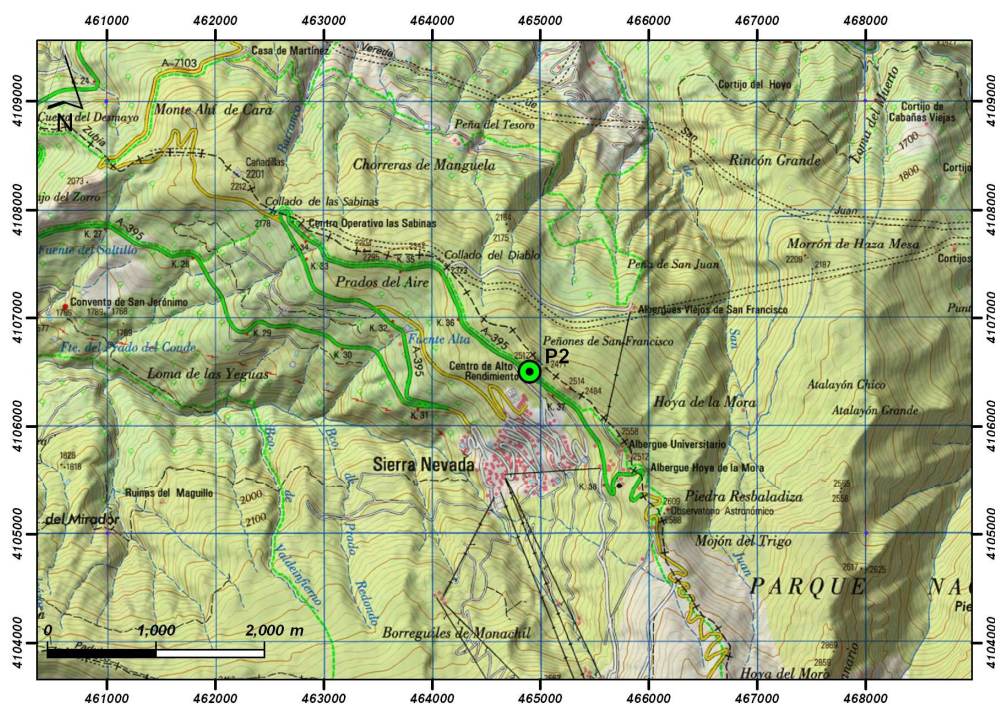
**Posición fisiográfica:** Ladera levemente convexa; parte alta de una ladera, a unos 20 metros de la base del primer Peñón.

**Forma del terreno circundante:** Montañoso.

**Microtopografía:** Terracillas de reptación delimitadas por una línea de vegetación en el margen inferior.

**Pendiente:** 49%, terreno escarpado.

**Orientación:** Oeste-Suroeste.



**Figura III.1.10.-** Localización del perfil P2 en el mapa topográfico de Güejar Sierra a escala 1:50.000.

**Vegetación:** Matorral de piornos característico del piso Oromediterráneo de Sierra Nevada, degradado y sustituido, en parte, por lastonar.

**Uso:** Pastoreo intenso. Parque Nacional. Usos turísticos como consecuencia de las cercanías a la estación de Pradollano. La Figura III.1.11 muestra la distribución de superficies de usos y coberturas vegetales en las inmediaciones del perfil P2.

**Roca madre/material de partida:** Derrubio de ladera, de micasquistos grafitosos y cuarcitas, de origen periglacial.

**Drenaje:** Clase 4, bien drenado.

**Condiciones de humedad:** Húmedo en su totalidad.

**Profundidad de la capa freática:** Desconocida.

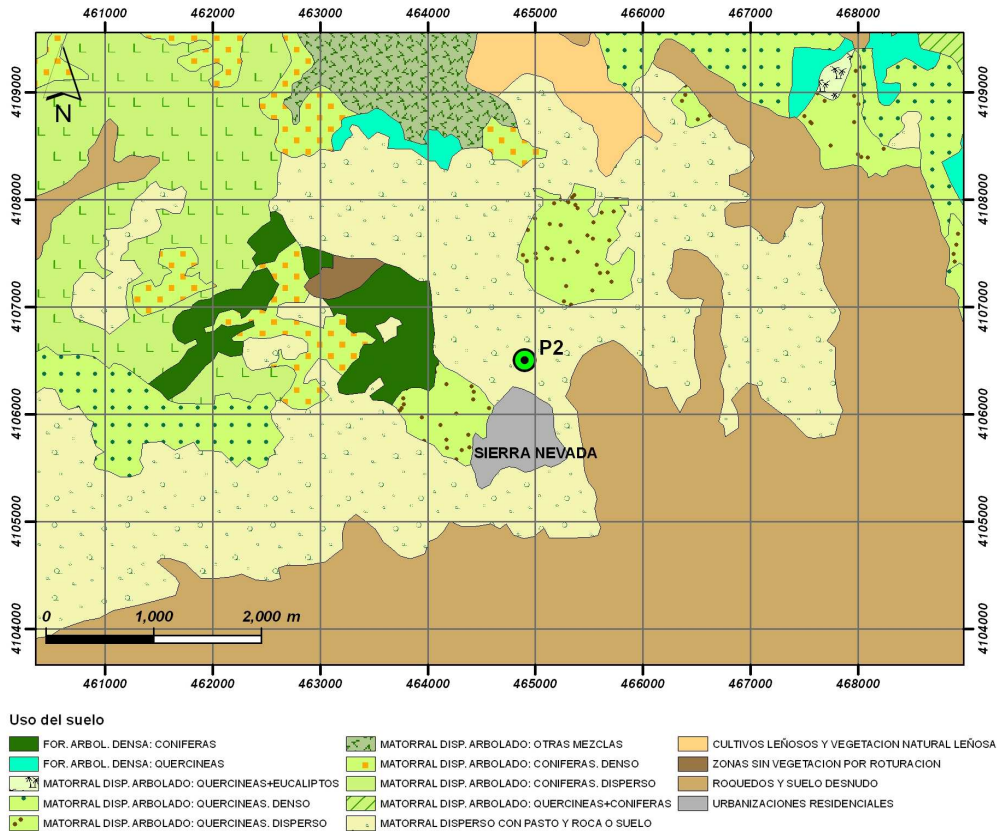
**Pedregosidad superficial:** Clase 4, excesivamente pedregoso. Las piedras cubren un 80% de la superficie del suelo.

**Afloramientos rocosos:** Clase 4, extremadamente rocoso. Se trata de grandes fragmentos de roca que cubren algo más del 50% de la superficie total de la ladera.

**Evidencias de erosión:** Hídrica laminar, eólica y movimientos en masa en forma de pequeñas reptaciones, todas de carácter moderado.

**Salinidad:** No se detecta.

**Influencia humana:** Degradación por pastoreo, usos turísticos, construcción de carreteras, etc.



**Figura III.1.11.-** Superficies de usos y coberturas vegetales en las zonas circundantes al perfil P2.

Descripción de los horizontes

El perfil P2 presenta la siguiente distribución de horizontes (Figura III.1.12) que a continuación se describe.

**Horizonte O**

Se extiende desde 0 a 1 cm. Es un horizonte discontinuo que forma pequeñas bolsas bajo los matorrales. Está compuesto por acículas y fragmentos de madera, poco degradados.

**Horizonte Ah1**

Se extiende en profundidad desde 1 a 4 cm. Su color es entre pardo grisáceo muy oscuro y pardo muy oscuro (10YR 2,5/2), en húmedo, y entre pardo y pardo oscuro (10YR 3,5/3), en seco. Con textura franco arenosa. Tiene una estructura débil, en bloques subangulares finos que rompe en migajosa fina moderada, apreciándose una tendencia a estructura laminar. Se caracteriza por ser no adherente, no plástico y suelto. Tiene muchos poros intersticiales micro y finos. Son abundantes (con tendencia a dominantes) las gravas y piedras, planas y subredondeadas, de micaesquisto y cuarcita, poco alteradas. No calcáreo. Es un horizonte en el que se detecta intensa actividad biológica y abundantes raíces finas y muy finas. Su límite es neto y plano con el horizonte subyacente.

**Horizonte Ah2**

De 4 a 9 cm de extensión en profundidad. Presenta un color entre pardo grisáceo muy oscuro y pardo muy oscuro (10YR 2,5/2), en húmedo, y entre pardo y pardo oscuro (10YR 3,5/3), en seco. Presenta una textura franco arenosa. Tiene estructura en bloques subangulares finos, de débil a moderada, que rompe en migajosa fina débil, infiriéndose una tendencia a estructura laminar. Es no adherente, no plástico y suelto. Presenta de muchos a frecuentes poros intersticiales micro y finos. Son abundantes las gravas y piedras, planas y subredondeadas, de micaesquisto y cuarcita, poco alteradas. Es no calcáreo. Se detecta intensa actividad biológica y son menos abundantes las raíces finas y muy finas. Su límite es neto y plano con el horizonte subyacente.

**Horizonte Ah3**

Se extiende desde los 9 a los 19 cm de profundidad. Presenta un color entre pardo grisáceo muy oscuro y pardo muy oscuro (10YR 2,5/2), en húmedo, y entre pardo, pardo oscuro y pardo amarillento oscuro (10YR 4/3,5), en seco. Se caracteriza por presentar una textura franco arenosa. Su estructura moderada, en bloques subangulares finos a medianos, rompe en migajosa fina débil, apreciándose una tendencia a estructura laminar por efecto de las reptaciones y de la morfología de los fragmentos gruesos. Es un horizonte no adherente, no plástico y suelto.

Tiene de muchos a frecuentes poros intersticiales micro y finos. Son abundantes las gravas y piedras, planas y subredondeadas, de micaesquisto y cuarcita, poco alteradas. Es no calcáreo. Se detecta intensa actividad biológica, siendo menos abundantes las raíces finas y muy finas. Presenta un límite gradual y plano con el horizonte subyacente.

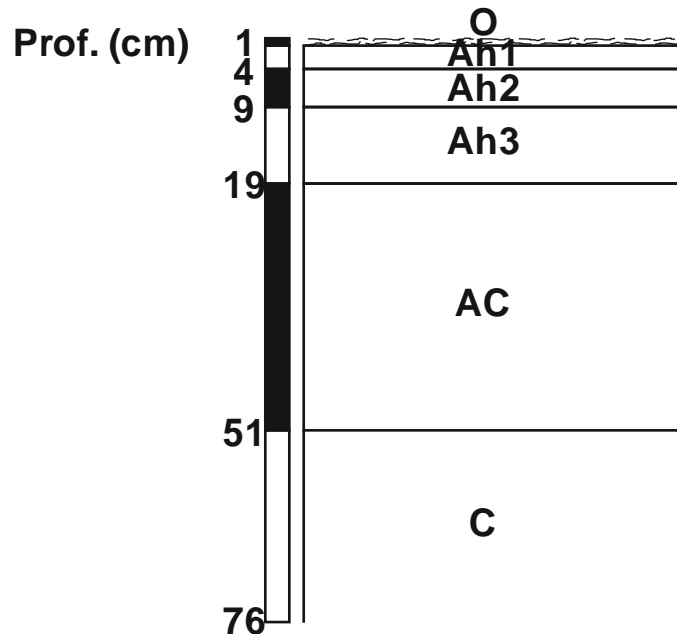


Figura III.1.12.- Esquema del perfil P2.

### Horizonte AC

Se extiende desde 19 a 51 cm en profundidad. Tiene un color pardo muy oscuro (10YR 2/2), en húmedo, y pardo amarillento (10YR 5/4), en seco. Con textura franco arenosa fina. Su estructura, de moderada a débil, es en bloques subangulares de finos a medianos, que rompe en migajosa fina débil, apreciándose una tendencia a estructura laminar por efecto de las reptaciones y de la morfología de los fragmentos gruesos. Es no adherente, no plástico y suelto. Presenta de muchos a frecuentes poros intersticiales muy finos y finos. Son abundantes las piedras y muy abundantes las gravas, planas-subredondeadas, de micaesquisto y cuarcita, poco alteradas. Es no calcáreo. Se detecta intensa actividad biológica, siendo menos abundantes las raíces finas y muy finas, aunque hay algunas medianas. Su límite es gradual y plano con el horizonte subyacente.

### Horizonte C

Su extiende desde 51 a más de 76 cm en profundidad. Se trata de un derrubio de ladera con algo de tierra fina. Su color es pardo grisáceo muy oscuro (2,5Y 3/2), en húmedo, y pardo oliva claro (2,5Y 5/4), en seco. Su textura es arenosa franca. Es un horizonte muy poco estructurado, no adherente, no plástico y suelto. Hay fragmentos gruesos de todos los tamaños, planos-subredondeados, de micaesquisto y cuarcita, poco alterados. Se caracteriza por estar poco enraizado. **Nota:** En los horizontes Ah los cambios laterales son muy frecuentes; el suelo bajo los matorrales presenta un horizonte Ah1 que alcanza los 15 cm de espesor.

#### III.1.2.3.- Resultados analíticos del suelo

Las propiedades analíticas del perfil P2 se han recogido en las Tablas que a continuación se incluyen en esta Memoria.

Tabla III.1.5.- Datos analíticos del perfil P2: propiedades físicas.

Horizontes	Prof. (cm)	Granulometría (%)								
		Grava <sup>1</sup>	Arena	Limo	Arcilla	Subfracciones de arena USDA				
						AMG	AG	AM	AF	AMF
<b>Ah1</b>	1-4	76	57,2	26,6	16,2	11,8	8,2	6,9	14,0	16,3
<b>Ah2</b>	4-9	55	62,9	23,6	13,5	10,8	8,8	6,1	24,2	13,0
<b>Ah3</b>	9-19	46	56,9	26,2	16,9	11,4	11,7	8,1	12,4	13,3
<b>AC</b>	19-51	67	57,0	29,8	13,2	12,3	11,6	8,3	12,8	12,0
<b>C</b>	51->76	82	81,6	12,3	6,1	20,0	19,4	13,0	15,8	13,4

Horizontes	Prof. (cm)	W (%)		A.u. (mm/cm)
		-33 kPa	-1500 kPa	
<b>Ah1</b>	1-4	30,7	19,4	0,9
<b>Ah2</b>	4-9	20,5	8,7	1,2
<b>Ah3</b>	9-19	20,6	7,4	1,5
<b>AC</b>	19-51	21,2	8,2	1,7
<b>C</b>	51->76	13,6	5,4	1,3

<sup>1</sup>Porcentaje respecto a la masa total del horizonte.

Abreviaturas.- AMG: arena muy gruesa; AG: arena gruesa; AM: arena media; AF: arena fina; AMF: arena muy fina; W: contenido másico de agua; A.u.: agua útil.



Tabla III.1.6.- Datos analíticos del perfil P2: propiedades químicas y físico-químicas.

Horizontes	C.O. (%)	N (%)	C/N	P (mg/kg)	pH		C.E. (mS/cm)	CaCO <sub>3</sub> eq. (%)	K asimilable (mg/100g)
					H <sub>2</sub> O	KCl			
Ah1	6,49	0,54	12	50,0	6,4	5,5	0,11	0	6,5
Ah2	4,65	0,41	11	25,0	6,1	5,3	0,09	0	3,4
Ah3	3,64	0,34	11	18,0	5,7	4,4	0,07	0	3,4
AC	2,27	0,19	12	28,0	5,0	3,7	0,05	0	2,2
C	0,93	0,15	6	21,0	5,2	4,5	0,04	0	1,4

Horizontes	Complejo y Bases de Cambio (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )						C.I.C.	Sat (%)
	Ca <sup>+</sup>	Mg <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma Bases			
Ah1	14,0	1,8	0,1	0,2	16,1	33,1	48,6	
Ah2	12,9	2,0	0,1	0,1	15,1	23,8	63,4	
Ah3	4,4	1,2	0,1	0,1	5,8	15,6	37,2	
AC	2,5	0,5	0,1	0,1	3,2	16,2	19,8	
C	0,8	0,1	<0,1	<0,1	0,9	7,6	11,8	

Horizontes	Micronutrientes (ppm)				Otros metales pesados (ppm)	
	Fe	Mn	Zn	Cu	Cd	Pb
Ah1	2,40	28,52	0,58	0,90	0,08	0,06
Ah2	81,64	5,25	1,72	0,60	0,04	<0,01
Ah3	140,77	3,02	0,52	0,85	0,05	<0,01
AC	99,08	2,46	0,17	1,19	0,03	<0,01
C	28,86	6,07	0,05	0,44	0,03	<0,01

Abreviaturas.- C.O.: carbono orgánico; C.E.: conductividad eléctrica; CaCO<sub>3</sub> eq.: carbonato cálcico equivalente; C.I.C.: capacidad de intercambio catiónico; Sat: porcentaje de saturación en bases de cambio.

#### III.1.2.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo

Se trata de un suelo relativamente profundo para su posición fisiográfica, con una secuencia de horizontes O, Ah1, Ah2, Ah3, AC y C, con más de 76 cm de profundidad. Presenta tres horizontes orgánico-minerales (Ah1, Ah2 y Ah3) y uno orgánico, de acumulación de material poco descompuesto (O) (Figura III.1.12).

El horizonte Ah1 es el que más acumulación de materia orgánica presenta y, consecuentemente, el que tiene un mayor contenido de carbono orgánico (6,49%, porcentaje bastante elevado para la media regional) y de nitrógeno total (0,54%) (Tabla III.1.6). Sin embargo, de los tres horizontes Ah, es el que posee una relación C/N más elevada (12) que disminuye con la profundidad, pasando a 11 en Ah2 y en Ah3 (Tabla III.1.6). Esto se explica

porque el humus superficial, recién incorporado al suelo mineral, está menos evolucionado, menos descompuesto que el que se va enterrando.

Se puede destacar en el horizonte Ah1, un porcentaje de grava sensiblemente superior al de los demás horizontes del *solum* (todos salvo el C) (Tabla III.1.5). Estos mayores contenidos pueden explicarse por el aporte continuo de gravas y piedras de la ladera. A pesar de ser el horizonte con menor densidad aparente, es el que retiene menos agua útil (Tabla III.1.5), lo que se debe al elevado porcentaje en gravas.

En los horizontes Ah2 y Ah3, de textura franco arenosa (Tabla III.1.5), el carbono orgánico, el nitrógeno total, el fósforo, el potasio intercambiable y los micronutrientes estrechamente ligados al humus (Mn, Cu, Zn) (Tabla III.1.6), manifiestan, por lo general, la tendencia propia de disminución conforme nos alejamos de las capas de acumulación de materia orgánica y profundizamos en el perfil.

El color de Ah3 es ligeramente más intenso y luminoso, en seco, que el de los horizontes Ah1 y Ah2, y de matiz más rojo que el C. Probablemente, esta situación está relacionada con el menor contenido de carbono orgánico y puede que con el contenido sensiblemente más elevado de hierro. (Tabla III.1.6).

El horizonte de transición AC es de naturaleza compleja, presentando límites, superior e inferior, graduales. En algunas partes se reconoce un horizonte B poco expresado, que no ha podido ser muestreado, y que aparece, de manera discontinua, a modo de "bolsas", con un color ligeramente más intenso y luminoso. El carácter de C en el horizonte AC se manifiesta por un incremento, con respecto a Ah3, de la cantidad total de grava (Tabla III.1.5) que además tiende a enriquecerse en fragmentos muy gruesos (piedras) de micaesquisto y cuarcita.

Se puede observar una cantidad de hierro elevada a lo largo de todo el perfil (Tabla III.1.6), comparada con otros suelos de la región. Sin embargo, este elemento presenta un ciclo complejo que no es fácilmente interpretable sólo a partir de los datos obtenidos con el método de extracción por DTPA.

El complejo de cambio se halla dominado por el ión calcio (Tabla III.1.6). La capacidad de cambio, así como los contenidos en las demás bases de cambio, depende bastante, en este caso, de la cantidad de materia orgánica, por lo que son mayores en los horizontes Ah. Se observa también que el suelo se halla desaturado de bases a excepción del horizonte Ah2, nivel que ha podido ser afectado por una quema, o por enterramiento, o por ascenso capilar de

bases (Tabla III.1.6). En estas condiciones, el pH se mantiene en términos de ligera a medianamente ácido (Tabla III.1.6).

### III.1.2.5.- Clasificación del suelo

#### World Reference Base for Soil Resources (WRB, 2006)

El horizonte superficial, tras mezclar los 20 cm primeros del perfil, se caracteriza por presentar una estructura de débil a moderada. Su color es de intensidad (croma) inferior a 3, en húmedo, y de luminosidad (value) inferior a 3, en húmedo, y menor de 5 en seco. Tiene un contenido en carbono orgánico superior al 0,6% (4,2%), siendo además superior, en más de 0,6% (absoluto), al contenido en carbono orgánico del material parental. El valor promedio del grado de saturación en bases es inferior al 50% y su espesor es superior a 20 cm, cumpliendo además que se corresponde con más de 1/3 del espesor entre la superficie del suelo y el límite inferior del horizonte diagnóstico más profundo, dentro de los primeros 75 cm del perfil. Todas las características del horizonte superficial permiten clasificarlo como *úmbrico*.

El horizonte AC presenta una textura franco arenosa y una estructura de moderada a débil, que no es de roca en más de la mitad de su volumen. Se reconocen ciertas evidencias de alteración como un mayor contenido en arcilla y un color más rojizo que el del horizonte C infrayacente. Además, dicho horizonte no tiene estructura de roca y el material parental carece de carbonatos y yeso. No se trata de una capa arada y no presenta características que lo identifiquen como otro horizonte diagnóstico. Su espesor es superior a 15 cm. Presenta pues todas las características que definen a un horizonte subsuperficial *cámbico*.

No se reconocen propiedades diagnóstico relevantes.

Se trata de un suelo con un material diagnóstico mineral, ya que sus propiedades están determinadas por los componentes minerales, y contiene concentraciones de carbono orgánico muy bajas para ser considerado un suelo orgánico.

La presencia en el perfil de un horizonte superficial *úmbrico* hace que se clasifique dentro del Grupo de los *Umbrisoles*, y por las características de su horizonte subsuperficial tiene el calificador *Cámbico*.

Tiene un contenido en carbono orgánico superior al 1% para una profundidad de 50 cm, siendo por lo tanto *Húmico*. Se caracteriza por tener una saturación de bases inferior al 50% entre los 20 y 100 cm de profundidad y, además, en sus dos horizontes inferiores dicha saturación es menor al 20%. De

esta forma se califica como *Hiperdístrico*. Presenta más del 40% de contenido en grava en todo el perfil por lo que se define como Esquelético y se caracteriza por tener una textura franco arenosa en la mayor parte del perfil, siendo por tanto *Arénico*.

La clasificación final de este perfil es *Umbrisol Cámbico (Húmico, Hiperdístrico, Esquelético, Arénico)*.

#### Keys to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010)

El horizonte diagnóstico superficial presenta una estructura de débil a moderada y no dura. No tiene estructura de roca. Su color se caracteriza por una luminosidad de 2,5, en húmedo, y menor de 5, en seco y su intensidad, en húmedo, es menor de 3. Presenta una saturación de bases, en algunas partes, inferior al 50%. El contenido en carbono orgánico es superior a 0,6%. Tiene un espesor de 18 cm y un contenido en fósforo inferior a 1500 miligramos por kilogramo. Algunas partes del *epipedon* permanecen húmedas más de 90 días seguidos en un año normal durante los momentos en los que la temperatura del suelo es de 5,0 °C o superior. El *n value* es menor de 0,7. Por todas estas características, y no presentar los rasgos de un *plaggen*, se clasifica como un horizonte superficial *umbric*.

En zonas más profundas del perfil se reconoce un horizonte (AC) con 32 cm de espesor y textura franco arenosa fina. No tiene estructura de roca en más del 50% de su volumen y presenta rasgos de alteración manifestados por un color más rojizo que el del horizonte infrayacente y un mayor contenido en arcilla que dicho horizonte. Además, es un horizonte no calcáreo. Con estas propiedades se clasifica como un horizonte subsuperficial *cambic*.

Las características de este perfil y sus horizontes diagnóstico, entre ellos un horizonte subsuperficial *cambic* dentro de los 100 cm desde la superficie del suelo mineral y con su límite inferior a más de 25 cm bajo dicha superficie, incluyen a este suelo dentro del Orden de los *Inceptisols*. El suelo puede clasificarse de dos formas debido a la problemática planteada en relación al régimen de temperatura característico de este perfil. Este puede ser *cryic* o *frigid* dependiendo de si se tiene en cuenta la presencia de un horizonte O, que en este perfil aparece, de forma discontinua, a modo de bolsas bajo los matorrales. En este sentido, la clasificación será como sigue:

(1) si el régimen de temperatura es *cryic*, al no considerar la existencia del horizonte O, se incluye dentro del Suborden de los *Cryepts*. Por presentar un

*epipedon umbric* pertenece al Gran Grupo de los *Humicryepts* y debido a que está saturado en agua por más de 20 días consecutivos se clasifica dentro del Subgrupo *Oxyaquic Humicryept*.

(2) si el régimen de temperatura es *frigid*, y por presentar un régimen de humedad *xeric*, el suelo se clasifica dentro del Suborden de los *Xerepts* y más concretamente dentro del Gran Grupo de los *Humixerepts* ya que presenta un epipedón *umbric*. Dado a que está saturado en agua por más de 20 días consecutivos se clasifica dentro del Subgrupo *Oxyaquic Humixerept*.

Es necesario destacar una característica de este suelo, no contemplada en la clasificación a nivel de Subgrupo, pero que posee relativa importancia. Se trata de su condición de suelo sin carbonatos libres, dentro de los 200 cm superiores del perfil, y con una saturación en bases inferior al 60% en todos los horizontes entre 25 y 75 cm bajo la superficie del suelo. Además, no presenta más que un horizonte subsuperficial *cambic* y no tiene contacto *paralitic* dentro de los 50 cm superiores del suelo. Esto hace que sea un suelo con características dístricas, por lo que finalmente se clasificará como un *Oxyaquic Humicryept* u *Oxyaquic Humixerept* con características dístricas.

A nivel de Familia, la sección control usada para definir las clases de tamaño de partícula y de mineralogía se extiende desde 25 a 100 cm de profundidad (parte del horizonte AC y el horizonte C), ya que se trata de un suelo clasificado dentro del Orden de los *Inceptisols*.

La clase de tamaño de partícula es fuertemente contrastada, con una zona superior de 25 cm de espesor caracterizada por tener más del 35% de fragmentos de roca y un contenido en arcilla inferior al 35%. La zona inferior, con al menos 25 cm de espesor, presenta más del 35% de fragmentos rocosos, una textura arenosa franca y un contenido inferior al 50% de arena muy fina. Debido a que la transición entre las dos zonas de la sección control es inferior a 12,5 cm, se define una clase de tamaño de partícula *Loamy-skeletal over sandy-skeletal*.

Las dos zonas diferenciadas en la clase de tamaño de partícula muestran un contenido en mica y pseudomorfos de mica estable de más del 40% en peso en la fracción granulométrica de 0,02 y 0,25 mm. De esta forma se define una clase mineralógica *Micaceous* para ambas zonas.

Las clases calcárea y de reacción se definen en una sección control similar a la de las clases anteriormente definidas (desde 25 a 100 cm), ya que se trata de una clase *Acid* con un pH menor a 5 en toda la sección control.

Por último, se define la clase de temperatura en una sección control de 50 cm de profundidad desde la superficie del suelo. La diferencia entre la temperatura media de verano y la de invierno es mayor a 6,0 °C y la temperatura media anual del suelo es de 4,8 °C. De esta forma se define la clase de temperatura como *Frigid*.

La clasificación final de este suelo tiene dos posibilidades:

1) *Loamy-skeletal over sandy-skeletal, Micaceous, Acid, Frigid, Oxyaquic Humicryept* con características dístricas.

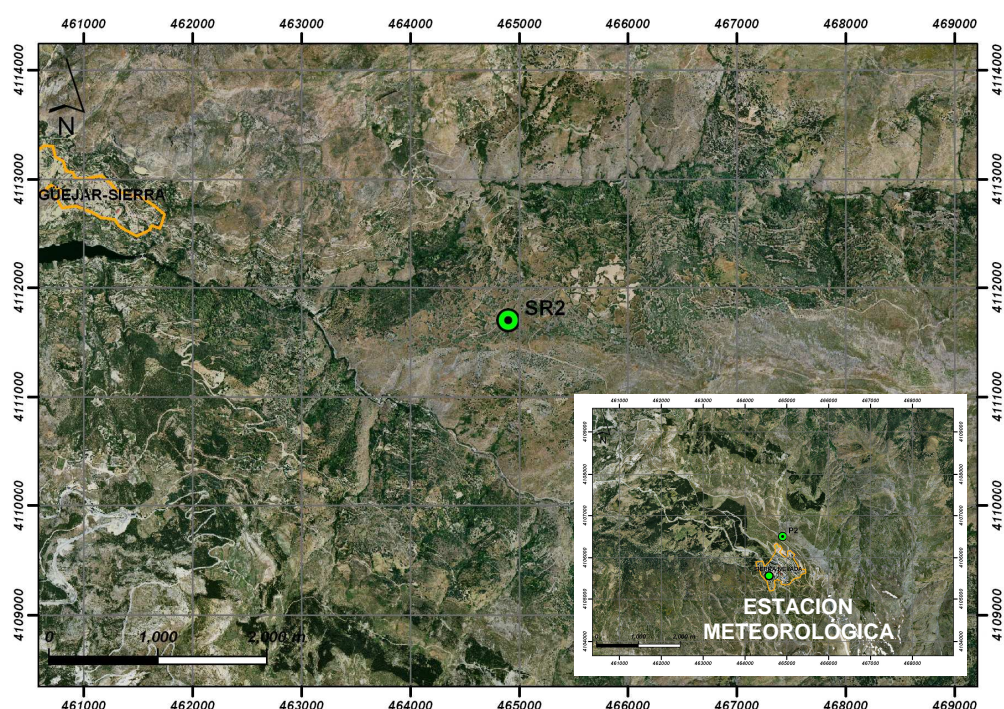
2) *Loamy-skeletal over sandy-skeletal, Micaceous, Acid, Frigid, Oxyaquic Humixerept* con características dístricas.



### III.1.3.- SUELO ROJO SOBRE MICAESQUISTOS Y CUARCITAS DE SIERRA NEVADA (PERFIL SR2)

#### III.1.3.1.- Factores formadores del suelo

Los factores formadores que condicionan la génesis del perfil SR2, en lo referente al relieve y geología, son similares a los descritos en el apartado anterior para el perfil P2, ya que ambos se encuentran localizados en zonas muy próximas entre sí de Sierra Nevada. Sin embargo, el perfil SR2 se localiza en una zona de esta sierra más al Norte (Figura III.1.13), por lo que existen algunas diferencias en relación al edafoclima y la vegetación que se detallarán a continuación.



**Figura III.1.13.-** Localización de la estación meteorológica de Sierra Nevada con respecto a la posición del perfil SR2.

#### Clima

El balance hídrico y la clasificación edafoclimática del perfil SR2 se ha realizado a partir de los datos procedentes de la estación meteorológica de Sierra Nevada (Figura III.1.13).

Según la descripción morfológica del perfil SR2, las raíces se extienden hasta el horizonte AB (hasta 17 cm de profundidad). Con los espesores de los horizontes y el agua útil de los mismos se ha calculado una reserva del suelo de 15,4 mm.



La Tabla III.1.7 y Figura III.1.14 muestran el balance hídrico medio para este suelo.

Tabla III.1.7.- Balance hídrico del perfil SR2.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL <sup>1</sup>
<b>T</b>	-2,1	-2,8	-2,2	-0,1	4,9	9,9	15,2	15,3	10,7	4,0	1,5	-0,9	4,5
<b>P</b>	72,7	93,1	67,6	63,6	55,8	41,3	10,9	7,0	28,8	69,1	88,8	94,3	693,0
<b>E.T.P.</b>	0	0	0	0	41,2	75,2	104,6	99,0	67,6	27,7	11,4	0	426,7
<b>R</b>	15,8	15,8	15,8	15,8	15,8	0	0	0	0	15,8	15,8	15,8	-
<b>ΔR</b>	0	0	0	0	0	-15,4	0	0	0	15,4	0	0	-
<b>Ex</b>	72,7	93,1	67,6	63,6	14,6	0	0	0	0	26,0	77,4	94,3	509,3
<b>Df</b>	0	0	0	0	0	18,5	93,7	92,0	38,8	0	0	0	243,0
<b>E.T.R.</b>	0	0	0	0	41,2	56,7	10,9	7,0	28,8	27,7	11,4	0	183,7

<sup>1</sup>Media anual de la temperatura y sumatoria de los valores de todos los meses para el resto de parámetros. Abreviaturas.- T: temperatura (°C); P: precipitación (mm); E.T.P.: evapotranspiración potencial (mm); R: reserva (mm); ΔR: variación de la reserva (mm); Ex: exceso (mm); Df: déficit (mm); E.T.R.: evapotranspiración real (mm).

El periodo de utilización de la reserva comienza a finales de Mayo, agotándose dicha reserva (15,4 mm), con una evapotranspiración diaria real y homogénea calculada de 1,13 mm/día, aproximadamente el 14 de Junio (Figura III.1.14). A partir de esta fecha, y hasta el mes de Octubre, existe un déficit de agua en el suelo. La recarga alcanzará el valor de la reserva del suelo aproximadamente el 12 de Octubre. Desde esta fecha hasta finales de Mayo existe un periodo de sobrante en el suelo.

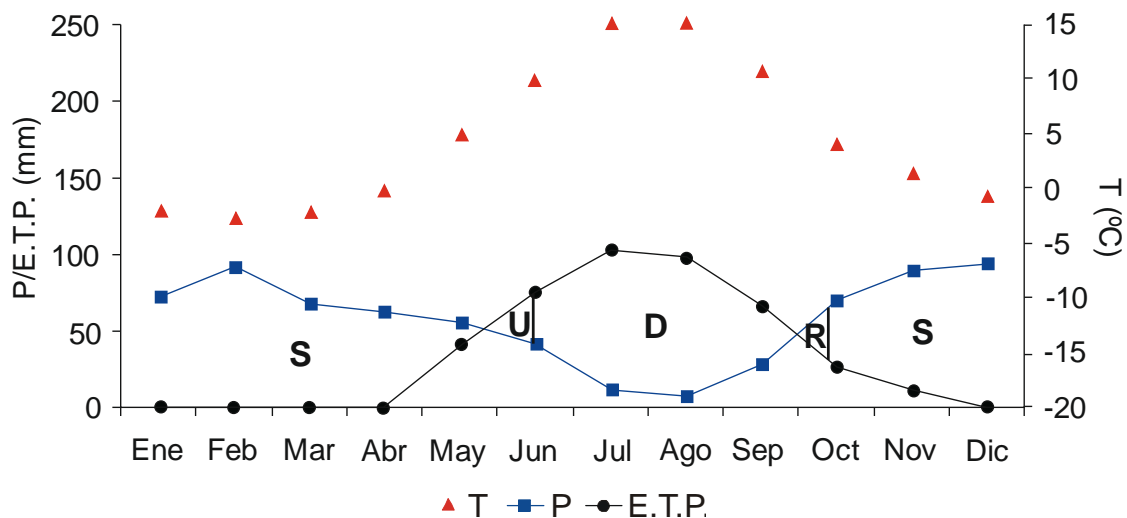


Figura III.1.14.- Representación gráfica del balance hídrico del perfil SR2.

Abreviaturas.- T: temperatura; P: precipitación; ETP: evapotranspiración potencial; S: sobrante; U: utilización; D: déficit; R: recarga.

La sección control, calculada según la *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), tiene un espesor de 24 cm, extendiéndose desde los 26 a los 50 cm de profundidad, en el perfil.

Al igual que en casos anteriores la temperatura del suelo se ha calculado según el protocolo indicado en *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010).

La temperatura media anual del suelo es de 5,5 °C. La temperatura media estival del suelo corresponde a 12,9 °C. Por último, la temperatura media del suelo en los meses de invierno es de -1,9 °C.

Según las claves recogidas en *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), y al igual que para el perfil P2, también localizado en Sierra Nevada, este suelo SR2 presenta un régimen de humedad *xeric*, con la sección control totalmente seca durante más de 45 días consecutivos, tras el solsticio de verano, y húmeda en un mismo intervalo temporal, tras el solsticio de invierno.

Pero en este caso, el régimen de temperatura es *mesic*, con una temperatura media anual entre 8,0 y 15,0 °C (11,0 °C) y una diferencia entre las temperaturas medias de verano e invierno superior a 6,0 °C (13,8 °C).

### Vegetación

Según el Mapa de Series de Vegetación de España de Rivas Martínez (1987) el perfil SR2 está localizado en una zona definida por el Piso bioclimático de vegetación potencial supramediterráneo. Este Piso está definido por Series de vegetación con un ecosistema maduro de carácter forestal (sabinares, encinares, quejigares, robledales, hayedos, etc.), que en algunos casos aún conservan restos de los bosques primitivos. Los inviernos largos y extremos, característicos de este Piso bioclimático, hacen imposible el desarrollo de determinados cultivos arbóreos productivos de la Región biogeográfica Mediterránea, como es el caso del olivar. Sin embargo, es idóneo para actividades forestales y ganaderas, en especial en suelos pobres en bases.

Se distinguen cinco grupos de Series de vegetación dentro del Piso supramediterráneo. La representada en la zona donde se localiza el perfil SR2 pertenece al grupo de las Series de los encinares supramediterráneos en las que la vegetación que las constituye se desarrolla preferentemente en zonas de clima continental, desplazando los bosques esteparios periglaciares de sabinas albares y enebros, muy escasos en la actualidad en la Península (Rivas Martínez, 1987). Concretamente se trata de la Serie supramediterránea bética basófila de *Quercus rotundifolia* o encina (*Berberidi hispanicae-Querceto*

*rotundifoliae sigmetum*), caracterizada por albergar determinados arbustos meridionales no reconocidos en otras Series de este gran grupo de vegetación. De igual forma, son típicos de estos territorios fríos meridionales los lastonares vivaces, con *Festuca scariosa* como elemento principal, los tomillares amaconados albescentes (*Andryalion agardhii*) y los matorrales pulviniformes tanto del *Lavandulo-Echinospartion boissierii* en las cotas más bajas, como los del *Xerocantho-Erinacion* en las más elevadas.

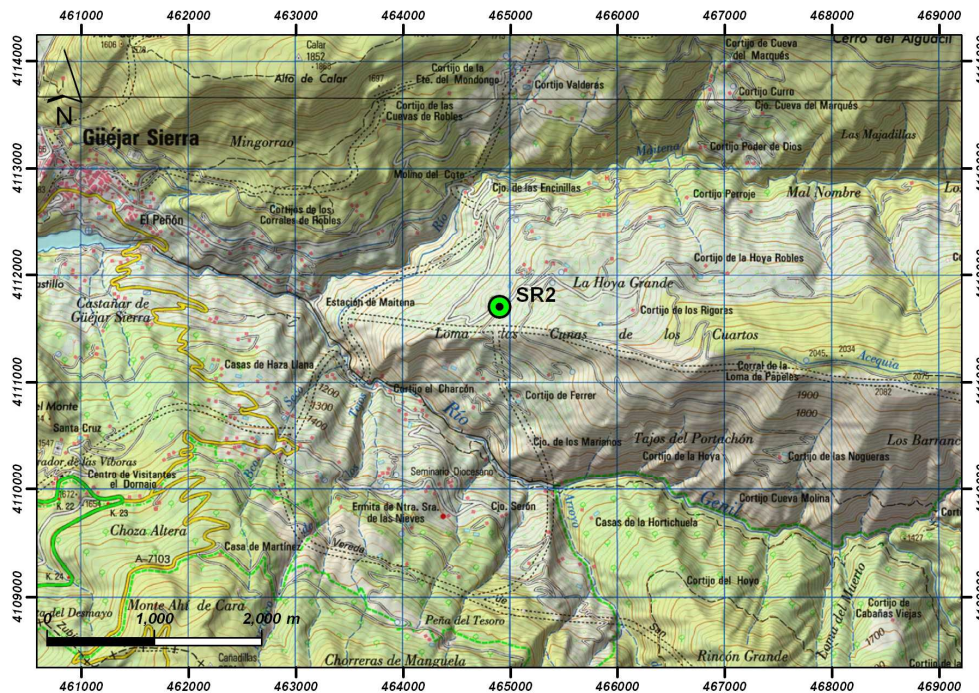
### III.1.3.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo

#### Caracteres generales

**Localización:** El perfil SR2 se localiza en Sierra Nevada, dentro del término municipal de Güejar Sierra, en las inmediaciones de la Loma de la Cuna de los Cuartos, (Figura III.1.15).

**Coordenadas UTM:** 30SVG649117.

**Altitud:** 1410 metros.



**Figura III.1.15.-** Localización del perfil SR2 en el mapa topográfico de Güejar Sierra a escala 1:50.000.

**Posición fisiográfica:** Se encuentra en el borde superior de una antigua zona de cultivo, algo allanada por el mismo, bordeada por robles y fragmentos rocosos gruesos generados por el despedregado propio del laboreo.

**Forma del terreno circundante:** Montañoso y áreas de escarpado.



**Pedregosidad superficial:** Clase 2, pedregoso, piedras y pedregones. El suelo se encuentra prácticamente enlosado por los fragmentos gruesos.

**Afloramientos rocosos:** Clase 2, rocoso.

**Evidencias de erosión:** Hídrica laminar moderada.

**Salinidad:** No se detecta.

**Influencia humana:** Zona de antiguo cultivo, por lo que ha existido cierto abancalamiento y eliminación de fragmentos gruesos.

### Descripción de los horizontes

El perfil SR2 presenta la siguiente distribución de horizontes (Figura III.1.17):

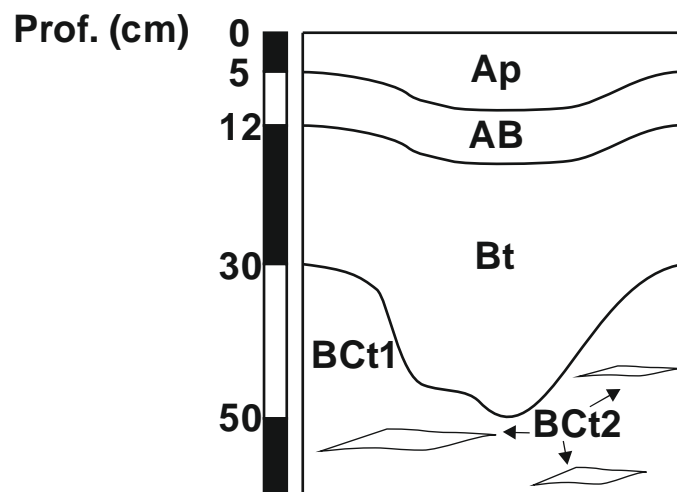


Figura III.1.17.- Esquema del perfil SR2.

### **Horizonte Ap**

Se extiende desde 0 a 5/10 cm de profundidad. Presenta un color pardo (7,5YR 4,5/4), en húmedo, y entre pardo muy pálido y pardo amarillento claro (10YR 6,5/4), en seco. Textura franco arenosa gruesa. Estructura con tendencia a laminar muy gruesa, moderada a débil que rompe en otras laminas cada vez más finas: primero en laminar fina muy débil (1 mm) y luego en partículas sueltas. Esta estructura se debe tanto a las reptaciones, como a la erosión, como a los problemas de congelación del suelo. Adherente, plástico, entre friable y firme, entre ligeramente duro y duro. No presenta cútanos. Tiene muchos poros intersticiales y vesiculares que son finos y medianos (debido al lavado lateral y vertical y a las congelaciones). Decarbonatado. Actividad biológica consistente en

la presencia de larvas y alguna cámara. Pocas raíces finas y muy finas. Límite inferior neto y ondulado.

### **Horizonte AB**

Se extiende desde los 5/10 cm a los 12/17 cm de profundidad. Su color es entre pardo y pardo oscuro (7,5YR 4/4), en húmedo, y entre pardo y pardo claro (7,5YR 5,5/5), en seco. Textura franco arenosa gruesa. Estructura moderada en bloques subangulares, de aproximadamente 2 cm, finos y medianos que sigue rompiendo en bloques. La estructura muestra también una tendencia laminar en la parte superior. Adherente, plástico, entre friable y firme, muy duro. Se observan cútanos de iluviación entre rojo oscuro y pardo rojizo oscuro (2,5YR 3/5), en húmedo, y rojo (2,5YR 4/6), en seco, y otros de material limoso pardo amarillento oscuro (10YR 4/6), en húmedo, y pardo muy pálido (10YR 7/4), en seco, discontinuos, delgados, ferriargílicos y limo arenosos. De pocos a frecuentes poros finos y muy finos, inped, discontinuos, tubulares (dentro de los agregados). En la parte superficial aparecen poros intersticiales. Decarbonatado. La actividad biológica se manifiesta por la presencia de algunas larvas. Raíces finas y muy finas (similares a las del horizonte anterior, si bien aquí son más abundantes). Límite inferior neto y ondulado.

### **Horizonte Bt**

Se extiende desde los 12/17 cm hasta los 30/50 cm de profundidad. Color entre pardo y pardo oscuro (7,5YR 4/4), en húmedo, y amarillo rojizo (7,5YR 6/6), en seco. La coloración no es homogénea ya que cambia por zonas, observándose tres tonalidades: una rojiza (rojo amarillento (5YR 4/6), en húmedo, y entre rojo amarillento y amarillo rojizo (5YR 5,5/6), en seco), otra amarillenta (rojo amarillento (5YR 4/6), en húmedo, y amarillo rojizo (7,5YR 6/6), en seco) y otra de mezcla con la coloración de zonas superiores, venida por iluviación, mezcla de arado, etc. Textura franco arcillo arenosa. Estructura prismática, mediana, moderada, que rompe en bloques entre angulares y subangulares gruesos y, a su vez, rompe cada vez en más angulosos y finos. Entre adherente y muy adherente, plástico, entre friable y firme, entre muy duro y extremadamente duro. Tiene cútanos ferriarcilanes de iluviación de color rojo (entre pardo rojizo oscuro



y rojo oscuro (2,5YR 3/5), en húmedo, y rojo (2,5YR 4/6), en seco), discontinuos, delgados, en caras de agregados. También hay cútanos limosos (pardo amarillento oscuro (10YR 4/6), en húmedo, y pardo muy pálido (10YR 7/4), en seco). Pocos poros finos y muy finos, intersticiales, tubulares, inped y exped, sobre caras de agregados. Decarbonatado. La actividad biológica reconocida es la presencia de algunas madrigueras de insectos. No hay raíces. Límite inferior neto y ondulado.

### Horizonte BCt

Con una extensión de > 30/50 cm de profundidad. Se trata de una roca saprolitizada con relleno de tierra fina en las fisuras. El horizonte se ha dividido en dos para el muestreo y el análisis: BCt1 (roca saprolitizada) y BCt2 (relleno de fisuras). El color en BCt1 es rojo (2,5YR 4/6), en húmedo, y rojo amarillento (5YR 5/6), en seco. El color de BCt2 es entre rojo y rojo oscuro (2,5YR 3,5/6), en húmedo, y rojo amarillento (5YR 5,5/6), en seco. Textura franco arcillo arenosa. Presenta gran cantidad de cútanos (rojo amarillento (5YR 4/6), en húmedo, y entre rojo amarillento y amarillo rojizo (5YR 5,5/6), en seco) y zonas de alteración/iluviación a favor de la esquistosidad. En las partes donde la tierra fina es más abundante (fisuras de 1-2 cm) el material es más semejante al horizonte Bt, con cútanos y mucha porosidad intersticial, ocupando el relleno un 20%. Tiene cútanos de presión debidos a la roca. En las fisuras hay también zonas de color negro que corresponden a pigmentaciones por presencia de manganeso.

### III.1.3.3.- Resultados analíticos del suelo

Las propiedades analíticas del perfil SR2 se detallan a continuación:

**Tabla III.1.8.-** Datos analíticos del perfil SR2: propiedades físicas (I).

Horizontes	Prof. (cm)	Granulometría (%)								
		Grava <sup>1</sup>	Arena	Limo	Arcilla	Subfracciones de arena USDA				
						AMG	AG	AM	AF	AMF
<b>Ap</b>	0-5/10	37	68,7	21,0	10,3	15,8	13,3	11,1	14,4	14,1
<b>AB</b>	5/10-12/17	37	60,5	22,5	17,0	14,1	12,3	10,3	12,3	11,5
<b>Bt</b>	12/17-30/50	51	54,8	21,8	23,4	9,9	10,8	9,9	12,1	12,1
<b>BCt1</b>	>30/50	69	61,7	19,4	18,9	13,6	12,4	10,6	12,8	12,3
<b>BCt2</b>	>30/50	60	51,5	14,5	34,0	11,0	11,0	10,1	10,1	9,3

<sup>1</sup>Porcentaje respecto a la masa total del horizonte.

Abreviaturas.- AMG: arena muy gruesa; AG: arena gruesa; AM: arena media; AF: arena fina; AMF: arena muy fina.

Tabla III.1.9.- Datos analíticos del perfil SR2: propiedades físicas (II).

Horizontes	Prof. (cm)	W (%)		A.u. (mm/cm)
		-33 kPa	-1500 kPa	
<b>Ap</b>	0-5/10	15,0	3,8	1,2
<b>AB</b>	5/10-12/17	16,9	6,5	1,0
<b>Bt</b>	12/17-30/50	19,2	8,5	0,9
<b>BCt1</b>	>30/50	18,5	7,9	0,6
<b>BCt2</b>	>30/50	21,4	12,4	0,6

W: contenido másico de agua; A.u.: agua útil.

Tabla III.1.10.- Datos analíticos del perfil SR2: propiedades químicas y físico-químicas.

Horizontes	C.O. (%)	N (%)	C/N	P (mg/kg)	pH		C.E. (mS/cm)	CaCO <sub>3</sub> eq. (%)
					H <sub>2</sub> O	KCl		
<b>Ap</b>	0,39	0,06	7	35	6,9	5,8	0,26	0
<b>AB</b>	0,37	0,07	5	20	6,5	5,2	0,14	0
<b>Bt</b>	0,26	0,06	4	24	5,7	4,6	0,09	0
<b>BCt1</b>	0,24	0,08	3	16	5,6	4,5	0,11	0
<b>BCt2</b>	0,25	0,09	3	23	5,5	4,5	0,12	0

Horizontes	Complejo y Bases de Cambio (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )						
	Ca <sup>+</sup>	Mg <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma Bases	C.I.C.	Sat (%)
<b>Ap</b>	1,0	1,3	<0,1	0,2	2,5	4,5	55,3
<b>AB</b>	1,4	2,5	<0,1	0,3	4,2	7,3	57,5
<b>Bt</b>	1,3	2,8	<0,1	0,3	4,4	8,5	51,8
<b>BCt1</b>	1,2	2,6	0,1	0,2	4,1	8,3	49,4
<b>BCt2</b>	1,6	5,7	<0,1	0,3	7,6	11,6	65,5

Abreviaturas.- C.O.: carbono orgánico; C.E.: conductividad eléctrica; CaCO<sub>3</sub>eq.: carbonato cálcico equivalente; C.I.C.: capacidad de intercambio catiónico; Sat: porcentaje de saturación en bases de cambio.

#### III.1.3.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo

La textura de los horizontes de este perfil varía en profundidad, siendo franco arenosa gruesa en los horizontes Ap y AB y franco arcillo arenosa en Bt y BCt. El contenido en arcilla aumenta notablemente conforme se desciende en el perfil, desde 10,3% para Ap, hasta 34,0% para BCt2 (Tabla III.1.8). En este aspecto se ha de aclarar la intencionalidad en el muestreo de los horizontes BCt1 y BCt2, al tomarse este último en partes del perfil con relleno de fisuras, más ricas en materiales finos.

El aumento del contenido en arcilla de los horizontes inferiores explica el hecho de que en las descripciones macromorfológicas se califiquen estos horizontes como más adherentes y más duros, haciéndose más angulosas las aristas de los agregados estructurales.



El análisis textural de este perfil apoya la idea de la movilización de arcilla desde horizontes superficiales, transportándose y acumulándose los materiales finos en los horizontes inferiores. Esto confirma la existencia de cútanos de arcilla, los cuales se van haciendo más abundantes conforme descendemos en el perfil.

La humedad a -33 kPa manifiesta un claro aumento con la profundidad, oscilando sus valores desde 15,0% (Ap) hasta 21,4% (BCt2) (Tabla III.1.9). El escaso contenido en materia orgánica de este perfil elimina su papel decisivo en la retención de humedad. Sin embargo, el aumento del contenido en arcilla en profundidad pone de manifiesto su influencia sobre la humedad del perfil.

Igual tendencia sigue el contenido en agua a -1500 kPa, cuyos valores oscilan entre 3,8% (Ap) y 12,4% (BCt2) (Tabla III.1.9).

Los bajos contenidos en materia orgánica se deben a la decapitación por laboreo, en épocas pretéritas, que ha sufrido el perfil, lo que ha ocasionado que no soporte vegetación actualmente. Al haber sido un suelo cultivado y estar en ladera sin cobertura vegetal, los aportes de materia orgánica fresca han sido, o son, muy escasos y los procesos de mineralización de la misma se han exaltado por las altas temperaturas que soporta durante el verano cálido y seco. Por esta razón se le asigna el sufijo "p" al horizonte superficial. El mayor contenido de materia orgánica en el horizonte AB, respecto al Bt, confirma el carácter de transición de dicho horizonte.

Los contenidos de nitrógeno total siguen la misma tendencia que el carbono orgánico, siendo valores bajos (Tabla III.1.10). La relación C/N no es indicativa en este perfil, al haber estado cultivado.

Cabe resaltar que los horizontes inferiores son los que presentan contenidos de nitrógeno ligeramente superiores a los de los horizontes superficiales, por presentar aquellas texturas más finas que retienen más los compuestos bioquímicos nitrogenados atrapados entre las láminas de los minerales de la arcilla (Stevenson, 1982). La explicación a este hecho puede deberse a que los horizontes BCt tienen material fino de relleno que se ha depositado entre las fisuras.

El pH de todos los horizontes está dentro del rango de ligera a moderadamente ácido, con una clara influencia litológica. Este valor decrece en profundidad desde el horizonte Ap (6,9) hasta el horizonte BCt2 (5,5), es decir, los menores valores se registran en las zonas profundas del perfil (Tabla III.1.10).

De los valores obtenidos en la capacidad de intercambio catiónico y bases de cambio (Tabla III.1.10), se desprende que este perfil tiene una capacidad de cambio muy baja en el horizonte Ap, mientras que en el resto es ligeramente baja debido a los escasos contenidos en materia orgánica y a la naturaleza ilítica de la arcilla. Dicha capacidad de cambio varía en profundidad aumentando paralelamente al contenido en arcilla. El horizonte BCt2 presenta la capacidad de cambio más elevada (estimándose un valor de tipo medio) (Tabla III.1.10) debido a su elevado contenido en arcilla (Tabla III.1.8).

La cantidad de bases aumenta en profundidad observándose una desbasificación en los horizontes superficiales. Esta situación es atribuible al lavado, que en este perfil debe ser importante debido a su baja pendiente, lo que origina que las bases se acumulen en el horizonte BCt2, que es un horizonte de relleno de material fino como se ha indicado anteriormente. Lógicamente, la mínima cantidad de bases en el horizonte Ap revela también la inexistencia de un ciclo biogeoquímico, puesto que se ha retirado biomasa del sistema a través de la deforestación y cultivo, lo que ha impedido el reciclaje de elementos (Stone, 1975; Hornung, 1985).

El complejo adsorbente está constituido, casi totalmente, por los cationes alcalinotérreos calcio y magnesio y, en menor medida, los alcalinos potasio y sodio (Tabla III.1.10).

La saturación del complejo de cambio se mantiene casi constante y muy cercana al 50%, con un máximo en el horizonte BCt2 del 65,5% y un mínimo en el horizonte BCt1 del 49,4% (Tabla III.1.10) (no olvidemos el muestreo intencionado del horizonte BCt1, más rico en materiales gruesos, y el horizonte BCt2 con fragmentos más finos).

Este perfil presentaría un humus de tipo mull forestal mesotrófico pero en vías de degradación, al tratarse de un suelo que ha sido cultivado y que no recibe actualmente aportes de materia orgánica fresca.

### **III.1.3.5.- Clasificación del suelo**

#### *World Reference Base for Soil Resources (WRB, 2006)*

En este perfil no se define ningún horizonte diagnóstico superficial ya que los materiales superficiales del perfil no tienen propiedades, que en su totalidad, se correspondan con la de dichos horizontes.

Existe un horizonte subsuperficial con una textura franco arcillo arenosa y más del 8% de contenido en arcilla (23,4%) en la fracción tierra fina. Contiene

más arcilla total que el horizonte superior de textura más gruesa, concretamente en una relación de 1,4. Presenta cútanos ferriarcilanes de iluviación en caras de agregados y el incremento de arcilla reconocido se produce dentro de una distancia vertical de 30 cm desde el horizonte suprayacente. No forma parte de un horizonte nátrico y no está compuesto de lamelas. Su espesor es superior a un décimo del espesor de los horizontes suprayacentes y mayor de 7,5 cm. Con todas estas características se clasifica como horizonte subsuperficial *árgico*.

No se reconocen propiedades de diagnóstico relevantes.

Respecto a los materiales diagnóstico el perfil se caracteriza por presentar material mineral, estando sus propiedades dominadas por el componente mineral del suelo.

La presencia de un horizonte *árgico*, con una capacidad de intercambio catiónico superior a  $24 \text{ cmol}(+)\text{kg}^{-1}$ , permite clasificar este perfil dentro del Grupo de los Luvisoles. Se califica como Cutánico por mostrar recubrimientos de arcilla en forma de cútanos ferriarcilanes de iluviación; Profúndico, ya que el contenido en arcilla del horizonte *árgico* (23,4%) es inferior, en menos del 20,0%, al máximo de arcilla reconocido en el perfil (horizonte BCt2: 34,0%); y Esquelético por tener un contenido promedio en grava de más del 40% a lo largo de una profundidad de 100 cm desde la superficie del suelo.

Con todo esto el suelo se clasifica como *Luvisol Cutánico (Profúndico, Esquelético)*.

#### Keys to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010)

El *epipedon* de este perfil (constituido por los horizontes Ap y AB) se caracteriza por presentar un color con valores elevados de luminosidad e intensidad, lo que hace que no pueda clasificarse como *mollic*. Esto, unido a la ausencia de carbonato cálcico equivalente y a la existencia de rasgos eluviales, hace que se clasifique como un *epipedon ocríc*.

El horizonte Bt, con más de 15 cm de espesor y textura franco arcillo arenosa, muestra ciertas evidencias de iluviación, como la presencia de cútanos ferriarcilanes en caras de agregados. Su contenido en arcilla (23,4%) es superior, en más del 3%, al contenido de arcilla del horizonte eluvial suprayacente (14,7%), dentro de una distancia vertical inferior a 30 cm. Con estas características se considera como un horizonte diagnóstico subsuperficial *argillic*.

Por presentar un *epipedon ocric* y tener un horizonte subsuperficial *argillic* este suelo se clasifica dentro del Orden de los *Alfisol*s. Se caracteriza por un régimen de humedad *xeric*, por lo que pertenece al Suborden de los *Xeralfs* y al Gran Grupo de los *Haploxeralfs* por no tener ninguna otra propiedad diagnóstica. El hecho de que el horizonte *argillic* tenga un espesor inferior a 35 cm (25,5 cm) y que no exista un contacto *densic*, *litic* o *paraltic* dentro de los 100 cm desde la superficie del suelo, hace que se incluya dentro del Subgrupo de los *Inceptic Haploxeralfs*. Cabe destacar que, aunque no queda reflejado en las claves de clasificación, este suelo participa, también, de las propiedades que caracterizan al Subgrupo de los *Ultic Haploxeralfs* ya que su saturación en bases es inferior al 75%. Aún así, y siguiendo las normas de clasificación establecidas, se ha considerado que pertenece al Subgrupo de los *Inceptic Haploxeralfs* con propiedades últicas.

La sección control establecida para definir las distintas categorías de la clasificación a nivel de Familia, comprende el horizonte *argillic* reconocido en el perfil (horizonte Bt, de 14,5 a 40 cm desde la superficie del suelo), ya que se trata de un *Alfisol no Lamellic*, con un horizonte *argillic* de menos de 50 cm de espesor.

La clase de tamaño de partícula se define como *Fine-loamy*, ya que la sección control tiene más del 15% de fracción arena fina o más gruesa, incluyendo fragmentos de roca hasta 7,5 cm de diámetro, y un contenido en arcilla de 23,4%.

La clase mineralógica se clasifica como *Micaceous*, ya que la sección control tiene más del 40% de mica en la fracción entre 0,02 y 0,25 mm.

Por su parte, las clases calcárea y de reacción se incluyen en la denominación de *Acid* debido al pH menor de 5 de la sección control.

Finalmente, la clase de temperatura, establecida en una sección control de 50 cm desde la superficie del suelo, se clasifica como *Mesic*, ya que la diferencia entre la temperatura media estival y la invernal es mayor a 6,0 °C, y la temperatura media anual del suelo es de 11,0 °C.

Con todo esto, el perfil se clasifica como *Fine-loamy, Micaceous, Acid, Mesic, Inceptic Haploxeralf* con propiedades últicas.

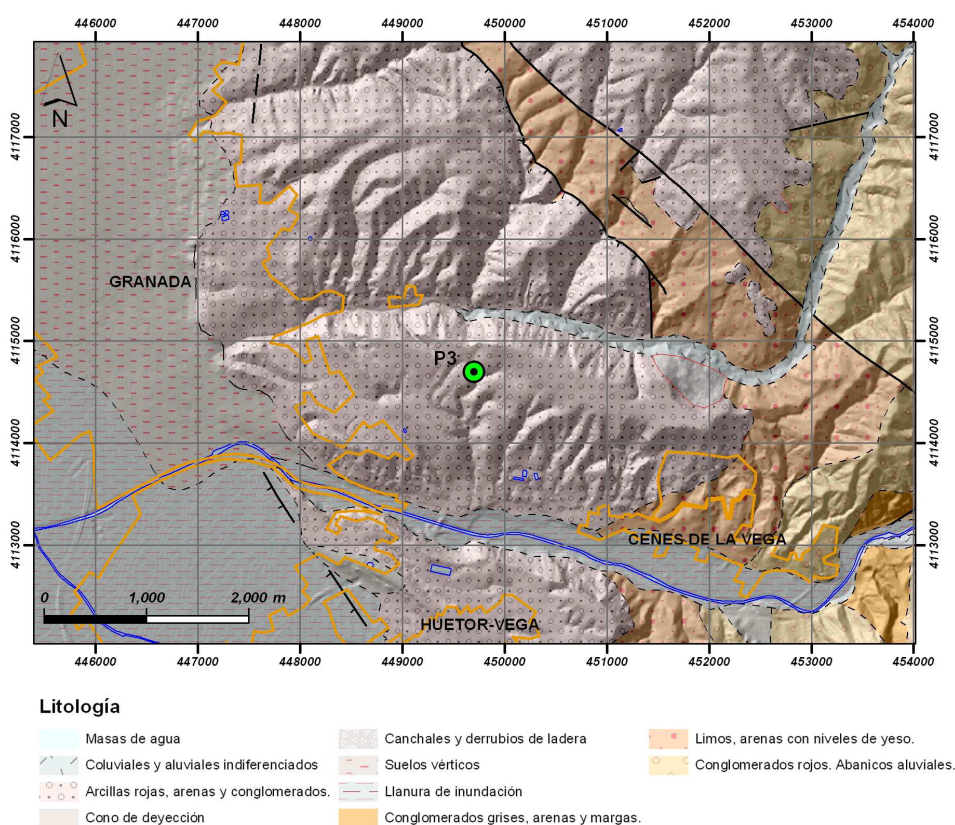


### III.1.4.- SUELO ROJO SOBRE CONGLOMERADOS DEL LLANO DE LA PERDIZ (PERFIL P3)

#### III.1.4.1.- Factores formadores del suelo

##### Geología

Este perfil se ha desarrollado sobre materiales del relleno de la Cuenca de Granada que constituye una de las cuencas intramontañas desarrolladas entre las Zonas Externas e Internas de las Cordilleras Béticas tras la orogenia Alpina (Figura III.1.18).



**Figura III.1.18.-** Localización del perfil P3 en el Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja 1009 de Granada.

La Cuenca de Granada muestra un relleno marino-continental, desarrollándose la parte continental principalmente a partir del Tortonense inferior (Braga, Martín y Quesada, 2003). Concretamente, en el relleno Neógeno-Cuaternario de la Cuenca de Granada, depositado sobre un paleorelieve irregular del basamento (Zonas Externas e Internas), se pueden diferenciar varias unidades (Martín, Ortega-Huertas y Torres Ruiz, 1984). Las inferiores están constituidas por depósitos marinos y continentales que se extienden en el tiempo desde el Burdigaliense al Serravaliense-primeros inicios del Tortonense

(Braga, Martín y Quesada, 2003). Durante el Tortoniense superior se produce la desecación total de la Cuenca (Martín, Ortega-Huertas y Torres Ruiz, 1984) a causa de la acción conjunta de una importante caída del nivel del mar, que generó una regresión mayor (Haq, Hardenbol y Vail, 1987), y la tectónica reconocida a nivel local. Durante esta desecación se generaron depósitos evaporíticos de halita, en el centro de la Cuenca, y yeso selenítico, en las áreas más someras de la misma (Dabrio, Martín y Megías, 1982; Martín, Ortega-Huertas y Torres Ruiz, 1984; García-Alix *et al.*, 2008b). En este momento se desarrollaron sistemas de abanicos aluviales en la parte oriental de la Cuenca de Granada y, desde el Tortoniense Superior, se produjo el levantamiento y emersión de dicha Cuenca con el consiguiente desarrollo de depósitos de abanicos aluviales continentales, depósitos fluviales y depósitos lacustres (Martín, Ortega-Huertas y Torres Ruiz, 1984; Fernández, Soria y Viseras, 1996; García-Alix *et al.*, 2008a).

Los materiales sobre los que se ha desarrollado el perfil P3 pertenecen al relleno de la Cuenca de Granada durante el Plioceno (Figura III.1.18). Se trata de sedimentos pertenecientes a la denominada Formación Alhambra y están constituidos por conglomerados, arenas, lutitas y algunas calizas de edad Plioceno. Estos materiales se depositaron en un sistema fluvial-lacustre, desarrollado en la zona oriental de la Cuenca de Granada, a modo de abanicos aluviales en la base de los antiguos relieves de Sierra Nevada y Sierra Arana (Martín, 2000), pasando lateralmente hacia el Norte a sedimentos fluviales y finalmente a depósitos lacustres (García-Alix, 2008a).

### Relieve

La zona donde se localiza el perfil P3 (Figura III.1.19) se caracteriza por presentar grandes colinas y zonas amesetadas, con un terreno moderadamente escarpado en el que existen estructuras derivadas de antiguas tareas de repoblación. Se trata de una prolongación de los extensos jardines de la Alhambra, limitado al norte por el río Darro y al sur por el río Genil. Constituye un amplio pinar que en su mayor altura alcanza cotas cercanas a los 800 m.

### Clima

Se presenta el balance hídrico y la clasificación edafoclimática del perfil P3 a partir de los datos climáticos de precipitación y temperatura pertenecientes al intervalo temporal de 1993-2008 y procedentes de la estación meteorológica



del Generalife, situada a 811 m de altitud al Noroeste de la zona donde se localiza el perfil (Figura III.1.19).



**Figura III.1.19.-** Localización de la estación meteorológica del Generalife con respecto a la posición del perfil P3.

La descripción morfológica de este perfil, pone de manifiesto la existencia de raíces en todos sus horizontes. Con los espesores y el agua útil de dichos horizontes se ha calculado una reserva del suelo de 93,1 mm.

La Tabla III.1.11 y la Figura III.1.20 muestran el balance hídrico medio para este suelo.

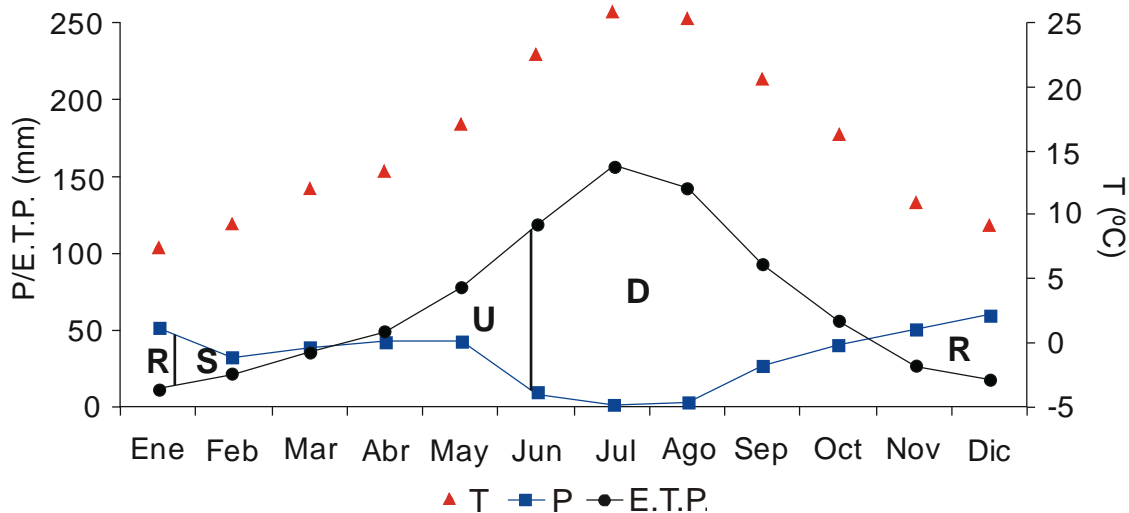
**Tabla III.1.11.-** Balance hídrico del perfil P3.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL <sup>1</sup>
<b>T</b>	7,5	9,2	12,1	13,7	17,2	22,8	25,9	25,4	20,8	16,4	11,0	9,2	15,9
<b>P</b>	50,1	32,5	38,3	43,5	43,5	8,4	1,0	4,0	26,5	41,6	50,3	61,4	401,1
<b>E.T.P.</b>	13,5	20,9	36,4	49,1	77,8	128,9	157,0	143,0	93,4	56,9	26,4	18,6	821,9
<b>R</b>	93,1	93,1	93,1	87,5	53,2	0	0	0	0	0	23,9	66,7	-
<b>ΔR</b>	26,4	0	0	-5,6	-34,3	-53,2	0	0	0	0	23,9	42,8	-
<b>Ex</b>	10,2	11,6	1,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23,7
<b>Df</b>	0	0	0	0	0	67,3	156,0	139,0	66,9	15,3	0	0	444,5
<b>E.T.R.</b>	13,5	20,9	36,4	49,1	77,8	61,6	1,0	4,0	26,5	41,6	26,4	18,6	377,4

<sup>1</sup>Media anual de la temperatura y sumatoria de los valores de todos los meses para el resto de parámetros. Abreviaturas.- T: temperatura (°C); P: precipitación (mm); E.T.P.: evapotranspiración potencial (mm); R: reserva (mm); ΔR: variación de la reserva (mm); Ex: exceso (mm); Df: déficit (mm); E.T.R.: evapotranspiración real (mm).



En valores medios, el periodo de utilización de la reserva comenzaría a finales de Marzo, extendiéndose hasta mediados del mes de Junio (concretamente hasta el 13 de Junio) (Figura III.1.20). A partir de esta fecha, y hasta el mes de Octubre, existe un déficit de agua en el suelo. La recarga alcanzará el valor de la reserva del suelo aproximadamente el 22 de Enero y a partir de aquí existe un periodo de sobrante hasta finales de Marzo (Figura III.1.20).



**Figura III.1.20.-** Representación gráfica del balance hídrico del perfil P3.

Abreviaturas.- T: temperatura; P: precipitación; ETP: evapotranspiración potencial; S: sobrante; U: utilización; D: déficit; R: recarga.

Tal y como indica la *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), los límites de la sección control de humedad del suelo, en este perfil, se localizan entre 23 cm (límite superior) y 67 cm de profundidad (límite inferior).

Según el protocolo indicado en la *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010) para el cálculo de la temperatura del suelo, la temperatura media anual del mismo es 1,0 °C superior a la temperatura media anual atmosférica (15,9 °C) (Tabla III.1.11), por lo que en este caso es de 16,9 °C. La temperatura media estival del suelo (Junio, Julio y Agosto) se obtiene restando 0,6 °C a la temperatura media atmosférica durante dichos meses (24,7 °C), por lo tanto, 24,1 °C. Por último, la temperatura media del suelo durante los meses de invierno se corresponde a la diferencia entre dos veces la temperatura media anual (2 x 15,9 °C) y la temperatura media durante los meses de verano (24,1 °C) del suelo. En este caso sería de 9,7 °C.

Igual que para los perfiles anteriores, y según las claves de *Keys to Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), el régimen de humedad en este caso es *xeric*, ya que la sección control permanece seca en su totalidad, durante más de 45 días seguidos, después del solsticio de verano y está totalmente húmeda, durante 45 días consecutivos, tras el solsticio de invierno.

El régimen de temperatura que caracteriza al perfil P3 es *thermic*, con una temperatura media anual entre 15,0 °C y 22 °C (16,9 °C) y una diferencia entre las temperaturas medias de verano e invierno mayor a 6,0 °C (14,4 °C).

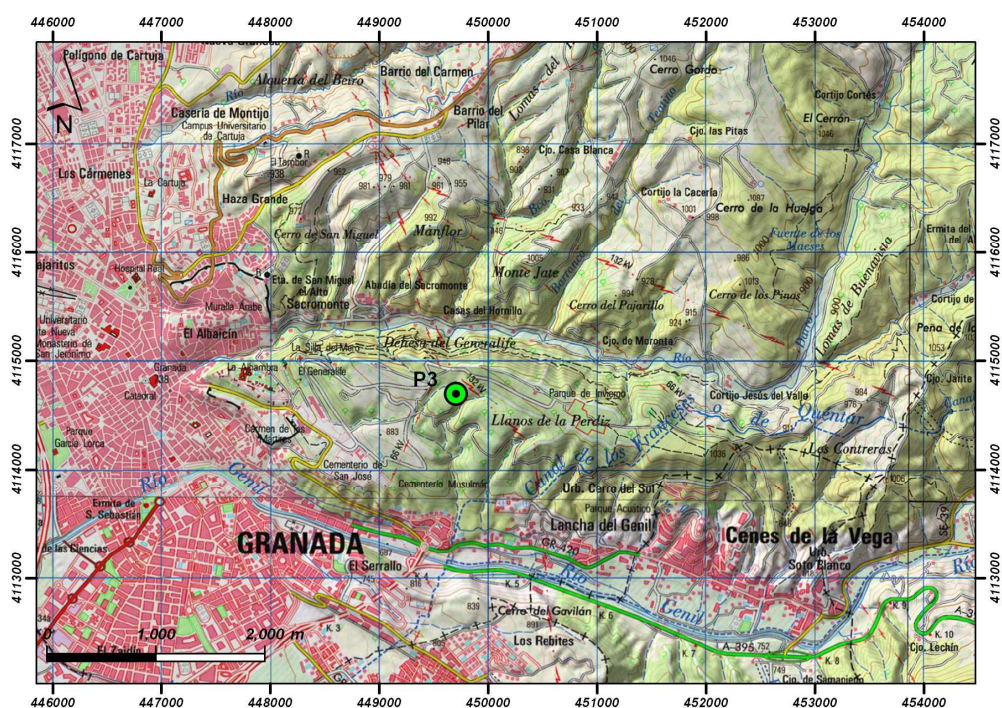
### Vegetación

Al igual que en el caso del perfil P1, la vegetación que caracteriza la zona donde se localiza el perfil P3 pertenece al Piso bioclimático Mesomediterráneo y a la Serie de vegetación mesomediterránea bética, marianense y araceno-pacense basófila de *Quercus rotundifolia* o encina (*Paenion coriaceae-Querceto rotundifoliae sigmetum*), ya definida en párrafos anteriores.

## III.1.4.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo

### Caracteres generales

**Localización:** El perfil P3 se localiza en las inmediaciones del Llano de la Perdiz, un parque periurbano de la provincia de Granada, junto a los Aljibes, en el antiguo camino a Beas de Granada (Figura III.1.21).



**Figura III.1.21.-** Localización del perfil P3 en el mapa topográfico de Granada a escala 1:50.000.

**Coordenadas UTM:** 30SVG497147.

**Altitud:** 1020 metros.

**Posición fisiográfica:** Ladera de levemente convexa a rectilínea. Media ladera.

**Forma del terreno circundante:** Grandes colinas y zonas amesetadas de la Formación Alhambra.

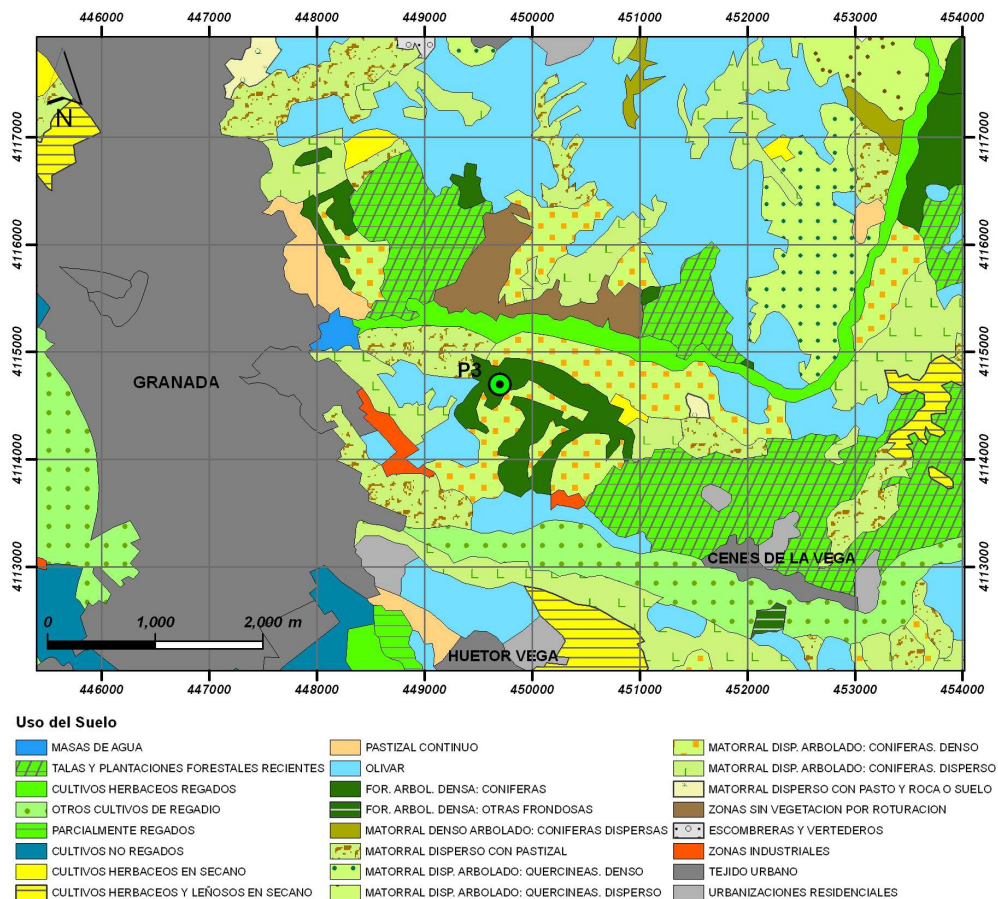
**Microtopografía:** Pequeños montículos ligados a antiguas tareas de repoblación.

**Pendiente:** 15%, terreno moderadamente escarpado.

**Orientación:** Suroeste.

**Vegetación:** Pinar de repoblación con jaral y tomillar.

**Uso:** Parque Natural. Recreativo. La Figura III.1.22 muestra la distribución de superficies de usos y coberturas vegetales en las inmediaciones del perfil P3.



**Figura III.1.22.-** Superficies de usos y coberturas vegetales en las zonas circundantes al perfil P3.

**Roca madre/material de partida:** Conglomerados, arenas y lutitas de la Formación Alhambra (Martín, 2000; García-Alix, 2008a). Los conglomerados muestran cantos heterométricos de micasquistos, cuarcitas y calizas con una matriz arenosa policonstituida y cemento carbonatado.

**Drenaje:** Clase 2, imperfectamente drenado.

**Condiciones de humedad:** Secos los 15 primeros cm del perfil; levemente húmedo el resto.

**Profundidad de la capa freática:** Desconocida.

**Pedregosidad superficial:** Clase 1, moderadamente pedregoso.

**Afloramientos rocosos:** Clase 0, no hay.

**Evidencias de erosión:** Hídrica laminar moderada; hay algunas cárcavas.

**Salinidad:** No hay evidencias.

**Influencia humana:** Zona recreativa, próxima al camino. Zona reforestada.

#### Descripción de los horizontes

El perfil P3 presenta la siguiente distribución de horizontes (Figura III.1.23):

#### **Horizonte A**

De 0 a 4 cm de extensión en profundidad. Presenta un color entre rojo y pardo rojizo (2,5YR 4/5), en húmedo, y rojo (2,5YR 4/7), en seco. Tiene una textura franco arcillo arenosa. Su estructura es en bloques angulares medianos, de moderada a fuerte, que rompen en bloques angulares finos, moderada. Su consistencia es muy adherente, muy plástica, muy friable y ligeramente duro. Tiene poros constituidos por grietas menores a 1 mm entre los agregados. Dichos poros son escasos dentro de los agregados. Se caracteriza por presentar frecuentes fragmentos gruesos, tamaño grava, de esquistos y cuarcitas, meteorizados. Es no calcáreo. Tiene muy pocas raíces y su límite es neto y plano con el horizonte subyacente. **Nota:** Se aprecia una estructura laminar, aunque poco desarrollada. Tiene una capa O discontinua de espículas de pino (no llega a 1 cm de espesor). Por esta razón la capa O y el horizonte A se han muestreado conjuntamente.

**Horizonte AB**

Se extiende desde 4 a 16 cm en profundidad. Su color es entre rojo, pardo rojizo, rojo oscuro y pardo rojizo oscuro (2,5YR 3,5/5), en húmedo, y rojo (2,5YR 4/7), en seco. Se caracteriza por una textura franco arcillo arenosa. Tiene una estructura en bloques angulares gruesos y subangulares gruesos, fuerte que rompe en bloques subangulares finos, fuerte. Es muy adherente, muy plástico, muy friable y ligeramente duro. Presenta frecuentes cútanos ferriarcilanes continuos, de presión e iluviación, en caras de agregados. Es un horizonte algo más poroso que el horizonte anterior, con grietas entre agregados, más profusas, y vesículas relacionadas con la actividad biológica. En él son abundantes los fragmentos gruesos (55%), tamaño piedra y grava, de esquistos y cuarcitas, meteorizados. Es no calcáreo. Se reconoce actividad biológica de agregados coprógenos pequeños y cámaras. Son frecuentes las raíces medianas y gruesas. Su límite es neto y plano con el horizonte subyacente. **Nota:** Tiene restos de excretas. Tiene una línea de piedras pequeña en la parte superior, aunque no está bien expresada.

**Horizonte Bt**

Su extensión va desde 16 a 40 cm en profundidad. Es rojo (2,5YR 4/7), en húmedo, y rojo (2,5YR 4/7), en seco. Con textura arcillosa. Tiene una estructura prismática fina, débil, que rompe a bloques angulares medianos y gruesos, fuerte, que a su vez, rompen a bloques angulares finos, fuerte. Es muy adherente, muy plástico, muy friable y duro. Tiene abundantes cútanos ferriarcilanes continuos, de presión e iluviación, en caras de agregados. Los poros se presentan en forma de grietas entre agregados (es muy masivo), con poca porosidad inped. Es menos poroso que el horizonte anterior. Presenta abundantes fragmentos gruesos (45%), tamaño piedra y grava, de esquistos y cuarcitas, meteorizados. Es no calcáreo. Tiene frecuentes raíces medianas y su límite es neto y plano con el horizonte subyacente. **Nota:** En el techo del horizonte hay una línea de piedras (discontinuidad poco manifestada).

**Horizonte Btg**

Se extiende desde los 40 a los 68 cm de profundidad. Es rojo (2,5YR 4/6), en húmedo, y rojo (2,5YR 4,5/7), en seco y presenta muchas

manchas de color (aproximadamente un 20%) amarillentas, definidas y de bordes difusos. Se caracteriza por una textura arcillosa. Su estructura es en bloques angulares, medianos y gruesos, fuerte que rompe a bloques angulares finos, fuerte. Es adherente, plástico, muy friable y duro. Tiene abundantes cútanos ferriarcilanes continuos, de presión e iluviación, en caras de agregados. Sus poros son en forma de grietas entre agregados (también es muy masivo), con poca porosidad inped, y algo menos poroso que el horizonte anterior. Son abundantes los fragmentos gruesos (60%), tamaño piedra y grava, de esquistos y cuarcitas, muy alterados. Es no calcáreo. Tiene frecuentes raíces medianas y finas y su límite es gradual y plano con el horizonte subyacente. **Nota:** Los cútanos rojos destacan sobre la masa más clara.

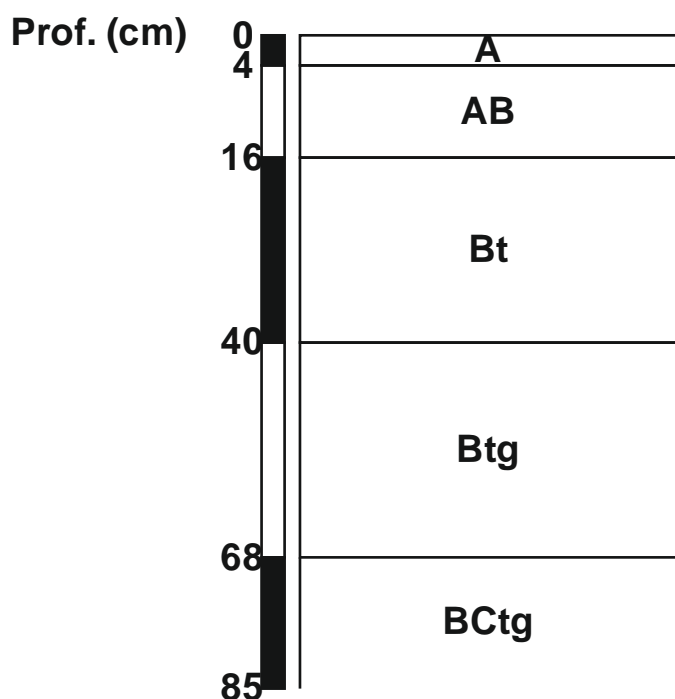


Figura III.1.23- Esquema del perfil P3.

### Horizonte BCtg

Se extiende en profundidad desde 68 a más de 85 cm. Su color es rojo (2,5YR 4,5/6), en húmedo, y rojo (2,5YR 4,5/8), en seco y presenta muchas manchas de color (menos del 50%) amarillas, definidas y de bordes difusos. Tiene una textura arcillosa y una estructura en bloques angulares, medianos y gruesos, fuerte, que rompen en bloques angulares finos, fuerte. Es adherente, plástico, friable y duro. Presenta abundantes cútanos ferriarcilanes continuos, de presión e iluviación, en caras de



agregados. Presenta poros en forma de grietas entre agregados, con poca porosidad expeda, y algo menos poroso que el horizonte anterior. Dominan los fragmentos gruesos (85%), heterométricos y redondeados, de cuarcitas, micacitas y micaesquistos, fuertemente meteorizados. Es no calcáreo. En él son muy escasas las raíces. **Nota:** Muy rico en cantos heterométricos (con un tamaño desde gravillas hasta pedregones) muy alterados. La tierra fina muestreada es sólo el 15% en volumen y está muy heterogéneamente distribuida (hay bolsas, fisuras entre cantos, etc.). En las manchas de color hay una inversión debido a la hidromorfía y las que abundan son de color amarillo.

### III.1.4.3.- Resultados analíticos del suelo

Las propiedades analíticas del perfil P3 se han recogido en las siguientes Tablas:

**Tabla III.1.12.-** Datos analíticos del perfil P3: propiedades físicas.

Horizontes	Prof. (cm)	Granulometría (%)								
		Grava <sup>1</sup>	Arena	Limo	Arcilla	Subfracciones de arena USDA				
						AMG	AG	AM	AF	AMF
<b>A</b>	0-4	46	49,3	18,3	32,4	5,0	6,6	7,5	16,1	14,1
<b>AB</b>	4-16	50	44,1	15,0	40,9	4,8	6,8	7,5	14,0	11,0
<b>Bt</b>	16-40	40	31,7	9,9	58,4	7,8	6,3	4,8	7,3	5,5
<b>Btg</b>	40-68	49	25,3	12,3	62,4	3,8	4,3	3,9	7,3	6,0
<b>BCtg</b>	68->85	85	27,5	16,5	56,0	5,3	4,3	4,3	7,8	5,8

Horizontes	Prof. (cm)	W (%)		A.u. (mm/cm)
		-33 kPa	-1500 kPa	
<b>A</b>	0-4	20,3	11,4	1,1
<b>AB</b>	4-16	19,3	11,5	1,1
<b>Bt</b>	16-40	25,3	17,3	1,1
<b>Btg</b>	40-68	27,8	19,4	1,2
<b>BCtg</b>	68->85	23,6	16,5	1,0

<sup>1</sup>Porcentaje respecto a la masa total del horizonte.

Abreviaturas.- AMG: arena muy gruesa; AG: arena gruesa; AM: arena media; AF: arena fina; AMF: arena muy fina. W: contenido másico de agua; A.u.: aqua útil.

Tabla III.1.13.- Datos analíticos del perfil P3: propiedades químicas y físico-químicas.

Horizontes	C.O. (%)	N (%)	C/N	P (mg/kg)	pH		C.E. (mS/cm)	CaCO <sub>3</sub> eq. (%)	K asimilable (mg/100g)
					H <sub>2</sub> O	KCl			
<b>A</b>	2,74	0,18	15	59	7,0	6,5	0,10	0	18,9
<b>AB</b>	1,37	0,16	8	40	7,1	6,4	0,08	0	14,1
<b>Bt</b>	0,72	0,08	9	37	7,1	6,5	0,09	0	11,1
<b>Btg</b>	0,64	0,10	7	27	7,3	6,5	0,12	0	10,1
<b>BCtg</b>	0,50	0,06	8	49	7,4	6,5	0,10	0	8,6

Horizontes	Complejo y Bases de Cambio (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )						
	Ca <sup>+</sup>	Mg <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma Bases	C.I.C.	Sat (%)
<b>A</b>	12,3	3,3	0,1	0,5	16,2	19,0	85,3
<b>AB</b>	12,7	2,9	0,1	0,3	16,0	21,0	76,2
<b>Bt</b>	16,3	4,6	0,1	0,3	21,3	27,5	77,5
<b>Btg</b>	18,1	5,7	0,1	0,3	24,2	29,4	82,3
<b>BCtg</b>	14,8	6,4	0,1	0,2	21,5	32,1	67,0

Horizontes	Micronutrientes (ppm)				Otros metales pesados (ppm)	
	Fe	Mn	Zn	Cu	Cd	Pb
<b>A</b>	8,42	6,96	9,46	0,52	0,05	3,19
<b>AB</b>	7,89	5,48	3,53	0,44	0,04	1,39
<b>Bt</b>	6,82	2,73	3,53	0,22	0,03	<0,01
<b>Btg</b>	4,59	2,15	2,11	0,06	0,03	<0,01
<b>BCtg</b>	8,64	0,50	2,30	0,02	0,03	<0,01

Abreviaturas.- C.O.: carbono orgánico; C.E.: conductividad eléctrica; CaCO<sub>3</sub> eq.: carbonato cálcico equivalente; C.I.C.: capacidad de intercambio catiónico; Sat: porcentaje de saturación en bases de cambio.

#### III.1.4.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo

Se trata de un suelo relativamente profundo donde el carácter más llamativo, aparte de su color rojo intenso, es la textura pesada. Efectivamente, excepto el horizonte superficial A de textura franco arcillo arenosa, el resto del perfil es homogéneamente arcilloso (Tabla III.1.12).

Se iluvian la arcilla y formas de hierro particuladas. Estos procesos de iluviación, junto con la rubefacción, se demuestran con los resultados analíticos.

El contenido en materia orgánica es relativamente normal, tendiendo a bajo si tenemos en cuenta su naturaleza forestal. No obstante, soporta un bosque de repoblación y su contenido en carbono orgánico es mucho mayor que el de la generalidad de los suelos agrícolas de la región (Tabla III.1.13).

La relación C/N tiende a ser medianamente alta en el horizonte A (15) (Tabla III.1.13), lo que es atribuible a la composición de la hojarasca de pino, baja en nitrógeno y de difícil descomposición. La capa de hojarasca no es



continua ni espesa, por lo que no se puede diagnosticar un verdadero horizonte O.

El resto de propiedades ligadas con la materia orgánica (fósforo, potasio intercambiable, micronutrientes, etc.) muestran el descenso esperable con la profundidad (Tabla III.1.13).

Este perfil está decarbonatado en su totalidad. Debido a la decarbonatación, el pH se mantiene muy cercano a la neutralidad, con una leve tendencia en los dos horizontes inferiores a ligeramente alcalino (Tabla III.1.13).

El complejo de cambio se ve dominado por el ión calcio. En este perfil la capacidad de cambio depende casi totalmente de la arcilla, por lo que presenta un máximo en el horizonte Btg. El grado de saturación en bases es superior al 50%, pero no del 100% (Tabla III.1.13).

Los contenidos en sodio y la conductividad eléctrica (Tabla III.1.13) son muy bajos, no presentando problemas de salinidad ni sodicidad.

La pseudohidromorfía, manifestada como manchas amarillas, bien pudiera reconocerse analíticamente en el horizonte BCtg por el máximo de hierro micronutriente (8,64 ppm), extraído con DTPA, y el fósforo (49 mg/kg) (Tabla III.1.13).

#### **III.1.4.5.- Clasificación del suelo**

##### *World Reference Base for Soil Resources (WRB, 2006)*

Según las claves de esta clasificación los materiales superficiales del perfil cumplen algunas, pero no todas, las condiciones de *móllico*, y no presentan características que se correspondan con ningún otro horizonte superficial. No se define por tanto dicho horizonte.

Los horizontes Bt, Btg y BCtg constituyen un horizonte subsuperficial caracterizado por una textura arcillosa y un contenido en arcilla superior al 8%. Tiene mayor contenido en arcilla (en un porcentaje superior al 8%) que el horizonte suprayacente de textura más gruesa, y se caracteriza por la aparición de abundantes películas de arcilla (cútanos ferriarcilanes continuos). El incremento de arcilla se produce en una distancia vertical de 30 cm desde el límite con el horizonte suprayacente. No forma parte de un horizonte nátrico y no está constituido por lamelas. Su espesor es superior, en más de la décima parte, a la suma de los espesores de los horizontes suprayacentes, y además es mayor de 7,5 cm. Por todas estas características se clasifica como horizonte subsuperficial *árgico*.

No se reconocen propiedades de diagnóstico relevantes.

Se caracteriza por estar constituido por material mineral, siendo el que determina las propiedades del suelo.

Con el horizonte diagnóstico reconocido (horizonte subsuperficial *árgico*), caracterizado además por presentar una capacidad de intercambio catiónico superior a  $24 \text{ cmol}(+)\text{kg}^{-1}$ , este perfil se clasifica dentro del Grupo de los *Luvisoles*. La presencia de recubrimientos de arcilla en el horizonte *árgico*, a modo de cútanos ferriarcilanes continuos, lo califica como *Cutánico*. Se caracteriza también por presentar las siguientes propiedades calificadoras dentro de los 100 cm superiores del perfil: una saturación de bases superior al 50% y mayor del 80% en al menos una capa (horizontes A y Btg); un contenido en grava superior al 40%; una textura arcillosa en una capa de más de 30 cm de espesor; y una capa subsuperficial de más de 30 cm, dentro de los 150 cm superficiales del suelo, con un color Munsell caracterizado por un hue más rojo de 7,5 YR y un croma, en húmedo, de más de 4.

Con todo esto se concluye una clasificación del perfil como *Luvisol Cutánico (Hipereútrico, Esquelético, Cláxico, Crómico)*.

#### Keys to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010)

El *epipedon* (horizonte superficial), propio de un suelo mineral, no presenta muchas de las características de *mollic*. Su color es de luminosidad e intensidad superior a 3 y presenta un porcentaje de carbono orgánico de 1,71%, inferior a 2,5%. Por estas razones no se considera *mollic* sino *ocric*.

El horizonte diagnóstico subsuperficial (Bt, Btg y BCtg) tiene una textura arcillosa y un espesor mayor de 7,5 cm. Presenta evidencias de arcilla iluvial en forma de cútanos ferriarcilanes de iluviación. Contiene una concentración de arcilla total en tierra fina del 59,5%, superior en más de un 8% al contenido de arcilla total del horizonte eluvial. Con estas características se clasifica como un horizonte *argillic*.

Las características del perfil y la presencia de un horizonte subsuperficial *argillic*, permiten incluirlo dentro del Orden de los *Alfisols*. Presenta un régimen de humedad *xeric*, con veranos cálidos y secos e inviernos fríos y húmedos, por lo que pertenece al Suborden de los *Xeralfs*. Se trata de un perfil sin otras características calificadoras determinantes dentro del Suborden de los *Xeralfs*, por lo que se incluye dentro del Gran Grupo de los *Haploxeralfs*. Igualmente, no

presenta características definitorias de ningún Subgrupo, por lo que se clasifica como *Typic Haploxeralf*.

A nivel de Familia, la sección control usada en el establecimiento de las distintas categorías se extiende desde 16 a 85 cm de profundidad. Debido a que se trata de un *Alfisol no Lamellic*, con un horizonte *argillic* de menos de 50 cm de espesor y localizado dentro de los 100 cm desde la superficie del perfil, la sección control se corresponde con el horizonte *argillic* (horizontes Bt, Btg y BCtg).

No se reconoce una clase de partícula fuertemente contrastada. El contenido en fragmentos de roca es superior al 35% y existe más del 35% de arcilla. De esta forma, se define como *Clayey-skeletal*.

La clase mineralógica se define como *Mixed*, ya que no se reconoce ninguna característica relevante en este sentido.

En este perfil, al contrario que en el resto de los estudiados, se define la clase de actividad de intercambio catiónico por ser un *Typic Haploxeralf*, con clase mineralógica *Mixed* y clase de tamaño de partícula *Clayey-skeletal*. La relación entre la capacidad de intercambio catiónico y el porcentaje en peso de arcilla se encuentra entre 0,24 y 0,40 (0,3) por lo que se clasifica como *Semiactive*.

La sección control tiene un pH superior a 5, definiéndose las clases calcárea y de reacción como *Nonacid*.

En una profundidad de 50 cm desde la superficie del suelo, la diferencia entre la temperatura media de verano y la de invierno es mayor a 6,0 °C, y la temperatura media anual del suelo de 16,9 °C. Con estas características la clase de temperatura es *Thermic*.

Se clasifica, por tanto, este perfil como *Clayey-skeletal*, *Mixed*, *Semiactive*, *Nonacid*, *Thermic*, *Typic Haploxeralf*.

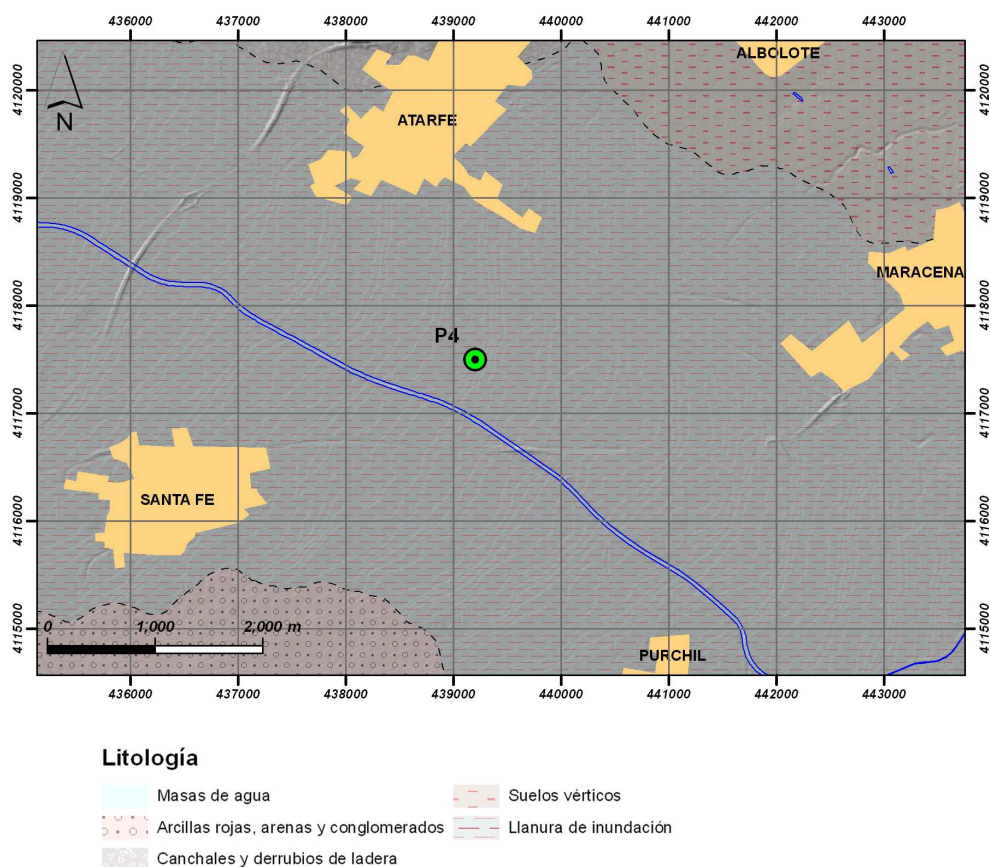
### III.1.5.- FLUVISOL DE LA VEGA DE GRANADA (PERFIL P4)

#### III.1.5.1.- Factores formadores del suelo

Los factores formadores característicos del perfil P4 son similares, en muchos aspectos, a los ya definidos para el perfil P3 ya que se trata de un perfil desarrollado sobre materiales del relleno de la Cuenca de Granada. Se indican a continuación los caracteres diferenciadores de este perfil.

#### Geología

El contexto geológico en el que se enmarca la zona en la que se ha desarrollado el perfil P4 es similar a la del perfil P3. Sin embargo, los materiales sobre los que ha evolucionado pertenecen al relleno cuaternario de la Cuenca de Granada, siendo sedimentos fluviales actuales procedentes de la actividad del río Genil (Figura III.1.24).

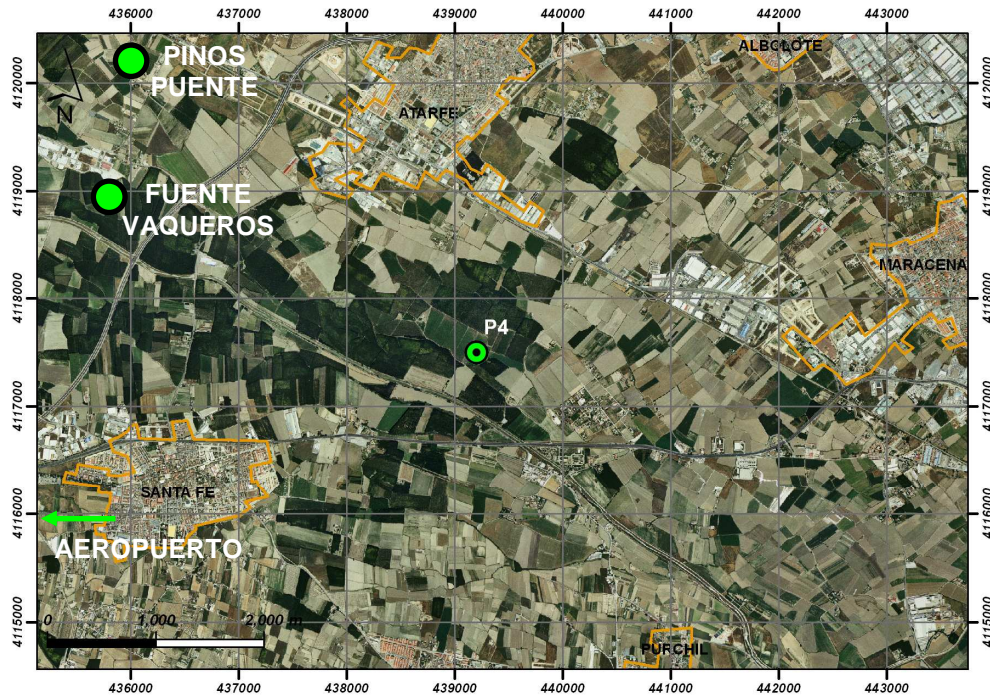


**Figura III.1.24.-** Localización del perfil P4 en el Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja 1009 de Granada.

#### Relieve

La zona donde se localiza el perfil P4 constituye la llanura de inundación del río Genil (Figura III.1.25). Se trata de una zona llana, con muy baja

pendiente, situada en la denominada Vega de Granada, la cual conforma una pequeña cuenca sedimentaria (Cuenca de Granada). Los materiales de relleno de esta Cuenca han sido modelados, durante el Cuaternario, por la acción erosiva de los ríos, principalmente del río Genil. Éste, ha dejado vestigios de distintos niveles de terrazas, estando el perfil P4 situado sobre una llanura de inundación actual de dicho río.



**Figura III.1.25.-** Localización de las estaciones meteorológicas de Pinos Puente, Aeropuerto y Fuente Vaqueros con respecto a la posición del perfil P4.

### Clima

Para el estudio climático del perfil P4 se han utilizado los datos de precipitación y temperatura medias de las estaciones meteorológicas de Pinos Puente (576 m de altitud), Aeropuerto (570 m de altitud) y Fuente Vaqueros (550 m de altitud) durante el intervalo temporal de 1973-2008.

La descripción morfológica de este perfil pone de manifiesto la existencia de raíces hasta el horizonte 2Cg (70 cm de profundidad). Con los espesores y el agua útil de los horizontes Ap, C y 2Cg se ha calculado una reserva del suelo de 165,7 mm.

La Tabla III.1.14 y Figura III.1.26 muestran el balance hídrico medio para este suelo.

Según el balance hídrico calculado para este perfil, la reserva del mismo (165,7 mm) no se completa en ningún mes del año por lo que este suelo se

caracteriza por no mostrar ningún periodo temporal en el que exista un sobrante de agua (Figura III.1.26).

Tabla III.1.14.- Balance hídrico del perfil P4.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	ANUAL <sup>1</sup>
<b>T</b>	7,0	9,0	11,5	13,5	17,4	22,4	25,4	24,8	21,0	15,9	10,8	7,6	15,5
<b>P</b>	45,3	39,5	34,3	38,6	30,5	15,6	2,2	3,2	18,3	39,2	46,5	50,7	363,9
<b>E.T.P.</b>	12,8	21,1	34,6	49,4	80,7	126,1	152,4	137,9	95,9	55,3	26,7	14,2	807,1
<b>R</b>	88,8	107,2	106,9	96,1	45,9	0	0	0	0	0	19,8	56,3	-
<b>ΔR</b>	32,5	18,4	-0,3	-10,8	-50,2	-45,9	0	0	0	0	19,8	36,5	-
<b>Ex</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Df</b>	0	0	0	0	0	64,6	150,2	134,7	77,6	16,1	0	0	443,2
<b>E.T.R.</b>	12,8	21,1	34,6	49,4	80,7	61,5	2,2	3,2	18,3	39,2	26,7	14,2	363,9

<sup>1</sup>Media anual de la temperatura y sumatoria de los valores de todos los meses para el resto de parámetros. Abreviaturas.- T: temperatura (°C); P: precipitación (mm); E.T.P.: evapotranspiración potencial (mm); R: reserva (mm); ΔR: variación de la reserva (mm); Ex: exceso (mm); Df: déficit (mm); E.T.R.: evapotranspiración real (mm). Datos suministrados por la Agencia Estatal de Meteorología de España.

En valores medios, el periodo de utilización del agua contenida en el suelo comenzaría en Marzo, ya que se trata del mes en el que la evapotranspiración supera a la precipitación caída. Con una evapotranspiración real y homogénea de 3,68 mm/día calculada para el mes de Junio, la reserva de Mayo (45,9 mm) se agotará aproximadamente el 13 de Junio. A partir de esta fecha existe un déficit de agua en el suelo hasta el mes de Octubre, mes en el que comienza un periodo de recarga que, como se ha comentado anteriormente, no alcanzará el valor de la reserva calculado para este perfil (Figura III.1.26).

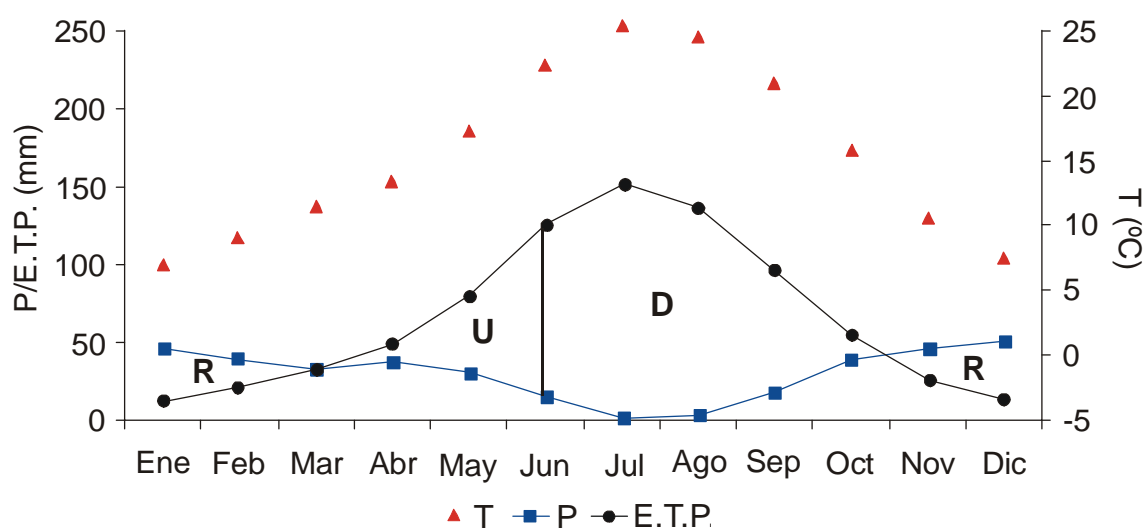


Figura III.1.26.- Representación gráfica del balance hídrico del perfil P4. Abreviaturas.- T: temperatura; P: precipitación; ETP: evapotranspiración potencial; U: utilización; D: déficit; R: recarga.

Los límites de la sección control, definidos por la posición de los frentes de humectación tras incorporar a un suelo seco 25 mm (límite superior) y 75 mm (límite inferior) de agua (Soil Survey Staff, 2010) son 12 cm y 35 cm, respectivamente, para el perfil P4.

Según el protocolo indicado en *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), la temperatura media anual del suelo (superior en 1,0 °C a la temperatura media anual atmosférica) sería, en este caso, de 16,5 °C. La temperatura media estival del suelo (Junio, Julio y Agosto) se obtiene restando 0,6 °C a la temperatura media atmosférica durante dichos meses (24,2 °C), por lo tanto, 23,6 °C. Por último, la temperatura media del suelo durante los meses de invierno se corresponde a la diferencia entre dos veces la temperatura media anual (2 x 16,5 °C) y la temperatura media durante los meses de verano (23,6 °C) del suelo. En este caso sería de 9,4 °C.

Según *Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), el régimen de humedad para este perfil es *xeric*, ya que la sección control permanece seca durante 45 días consecutivos, o más, en los cuatro meses siguientes al 21 de Junio, y húmeda durante más de 45 días consecutivos en los cuatro meses siguientes al 21 de Diciembre.

Por su parte, se caracteriza por presentar un régimen de temperatura *thermic*, ya que la temperatura media anual es mayor de 15,0 °C y menor de 22,0 °C (16,5 °C) y la diferencia entre las temperaturas medias de verano e invierno es superior a 6,0 °C.

### Vegetación

La vegetación característica de la zona donde se sitúa el perfil P4 está definida por una Geoserie de vegetación. Se trata de una unidad catenal de series de vegetación o comunidades permanentes que se hayan en vecindad y que se sustituyen en función de un gradiente ecológico determinado dentro de un mismo distrito o sector corológico (Rivas Martínez, 1987). En este caso son las Geoserias edafófilas mediterráneas las que definen esta vegetación, y concretamente las Geomegaseries riparias mediterráneas y regadíos (R), según el Mapa de Series de Vegetación de España de Rivas Martínez (1987).



### III.1.5.2.- Caracteres macromorfológicos del suelo

#### Caracteres generales

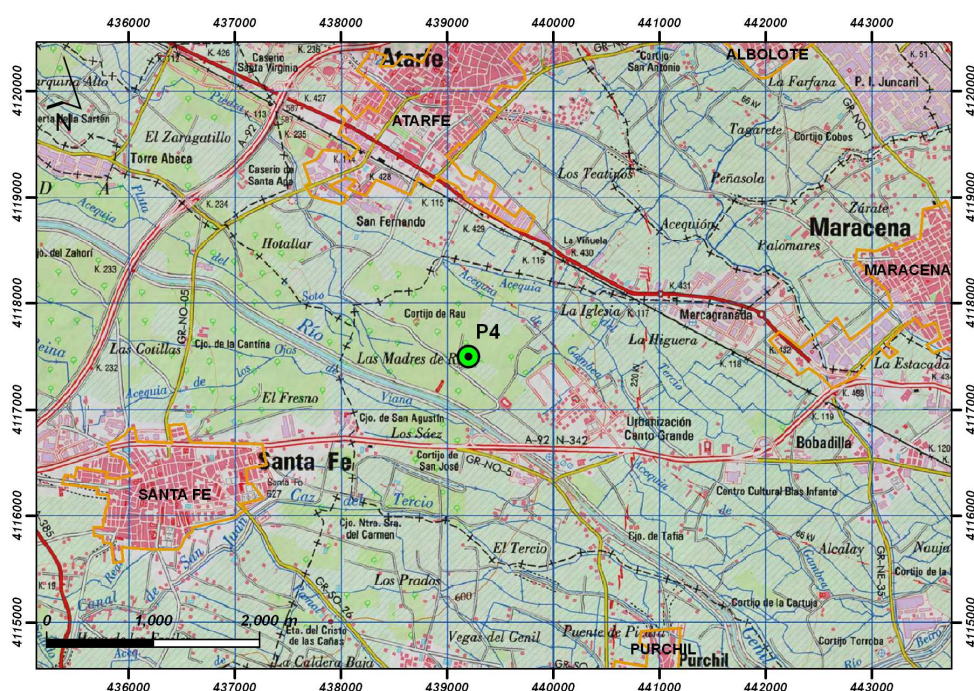
**Localización:** El perfil P4 se localiza en una zona cultivada por chopos de la Vega de Granada, en el término municipal de Santafé (Figura III.1.27). Está situado a 30 metros del cauce del río Genil y a 1 km de una de las depuradoras de aguas residuales de la ciudad de Granada, concretamente la del Puente de los Vados.

**Coordenadas UTM:** 30SVG392175.

**Altitud:** 600 metros.

**Posición fisiográfica:** Llanura de inundación del río Genil.

**Forma del terreno circundante:** Plano o casi plano en todas direcciones.



**Figura III.1.27.-** Localización del perfil P4 en el mapa topográfico de Granada a escala 1:50.000.

**Microtopografía:** Artificial en forma de caballones, destinada al riego de los chopos.

**Pendiente:** Menos del 2%. Terreno llano.

**Vegetación:** Cultivo de chopos (*Populus sp.*).

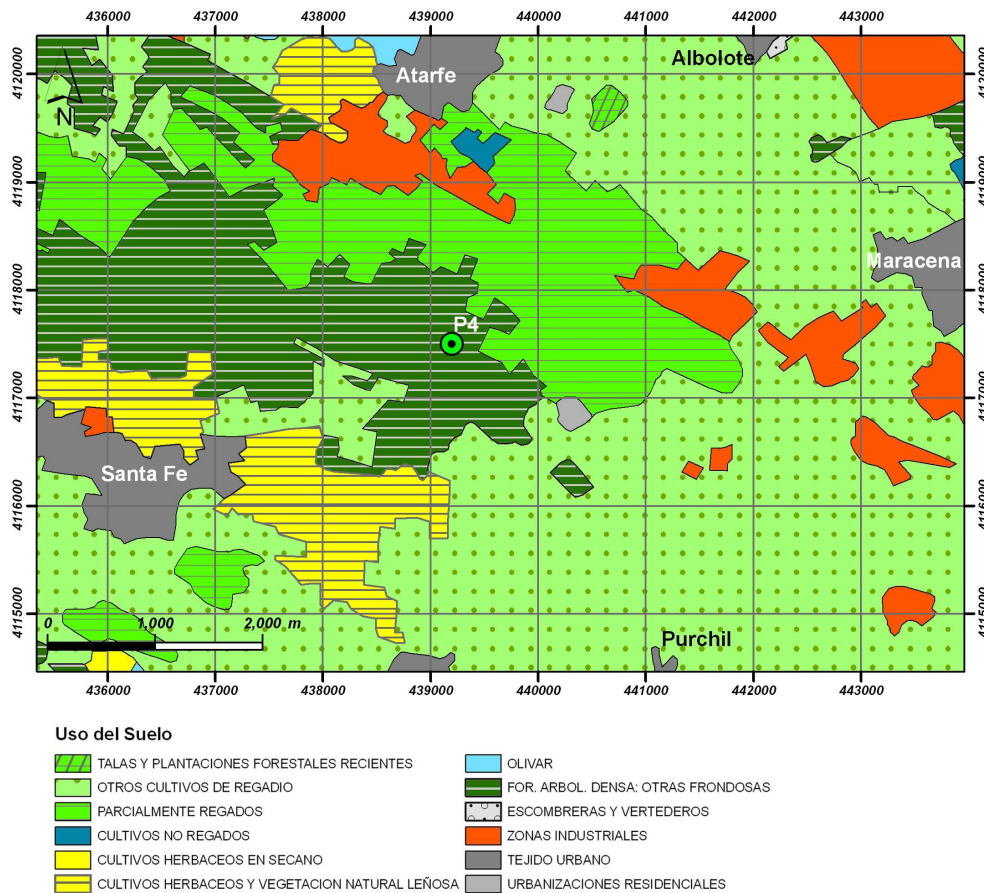
**Uso:** Agroforestal. La Figura III.1.28 muestra la distribución de superficies de usos y coberturas vegetales en las inmediaciones del perfil P4.

**Roca madre/material de partida:** Sedimentos aluviales del río Genil.

**Drenaje:** Clase 4, bien drenado.



- Condiciones de humedad:** Húmedo en su totalidad por riego reciente.
- Profundidad de la capa freática:** Próxima al suelo.
- Pedregosidad superficial:** Clase 0, sin piedras.
- Afloramientos rocosos:** Clase 0, sin afloramientos.
- Evidencias de erosión:** No se aprecia. Zona de acumulación por deposición hídrica.
- Salinidad:** No hay evidencias.
- Influencia humana:** Cultivo de regadío.



**Figura III.1.28.-** Superficies de usos y coberturas vegetales en las zonas circundantes al perfil P4.

Descripción de los horizontes

El perfil P4 presenta la siguiente distribución de horizontes (Figura III.1.29):

**Horizonte Ap**

De 0 a 30 cm de extensión en profundidad. De color pardo grisáceo muy oscuro (2,5Y 3/2), en húmedo, y pardo grisáceo (2,5Y 5/2), en seco.

Tiene una textura franca y una estructura laminar, muy gruesa, que rompe a estructura débil en bloques subangulares gruesos. Es un horizonte ligeramente adherente, no plástico, friable y duro. Presenta frecuentes poros medianos, vesiculares y tubulares, y pocos poros gruesos. Existen muy pocas gravas, sin alterar. Es calcáreo. Se detectan algunos restos de cerámica y una intensa actividad biológica de lombrices y topos. También se reconocen raíces finas comunes y pocas medianas. Su límite es neto y plano con el horizonte subyacente.

### **Horizonte C**

Se extiende desde 30 a 50 cm en profundidad. Su color es pardo grisáceo muy oscuro (2,5Y 3/2), en húmedo, y gris parduzco claro (2,5Y 6/2), en seco. Tiene textura franco limosa y estructura en bloques angulares gruesos, débil, con tendencia a ser masiva (sin estructura). Es ligeramente adherente, no plástico, friable y duro. Presenta pocos poros finos. Es un horizonte con muy pocas gravas sin alterar y calcáreo. Se detectan algunos restos de cerámica. La actividad biológica de lombrices es moderada y hay pocas raíces finas. Su límite es neto y plano con el horizonte subyacente.

### **Horizonte 2Cg**

Con una extensión de 50 a 70 cm en profundidad. Entre pardo grisáceo y pardo grisáceo oscuro (2,5Y 4,5/2), en húmedo, y gris parduzco claro (2,5Y 6/2), en seco. Son frecuentes las manchas ocreas de límites bruscos, difusos, definidas y pequeñas. Su textura es franco arcillo limosa y su estructura se caracteriza por ser en bloques subangulares gruesos, moderada que rompe a una estructura semejante a granular, fuerte. Es ligeramente adherente, no plástico, friable y duro. Se detectan pocos cútanes. Tiene de pocos a frecuentes poros finos. En este horizonte hay muy pocas gravas sin alterar. Es calcáreo. Son escasos los indicios de actividad biológica aunque hay frecuentes raíces finas. Su límite es brusco y plano con el horizonte subyacente.

### **Horizonte 3C1**

Desde 70 a 93 cm de profundidad. Su color es entre gris y gris oscuro (2,5Y 4,5/0), en húmedo, y pardo grisáceo (2,5Y 5/2), en seco. Se trata

de un sedimento de textura arenosa franca y grava abundante sin alterar; sin estructura; ligeramente adherente, no plástico, friable y duro. Es calcáreo. Su límite es brusco con el horizonte subyacente.

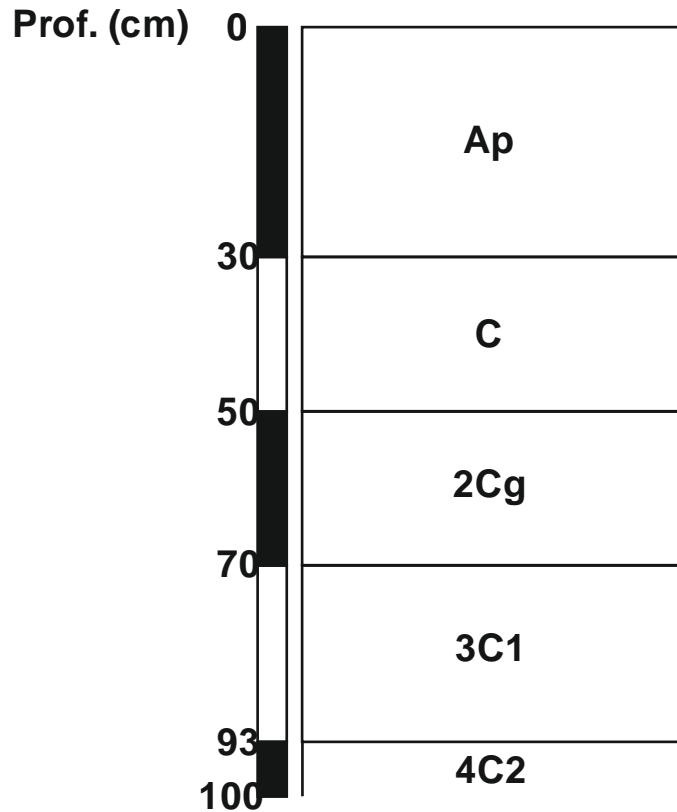


Figura III.1.29.- Esquema del perfil P4.

#### Horizonte 4C2

Con una extensión en profundidad que supera los 93 cm (al menos hasta 100 cm). Presenta un color pardo grisáceo oscuro (2,5Y 4/2), en húmedo, y gris parduzco claro (2,5Y 6/2), en seco. Es un sedimento de textura arenosa franca, sin estructura, ligeramente adherente, no plástico, friable y duro.

#### III.1.5.3.- Resultados analíticos del suelo

Las propiedades analíticas del perfil P4 se han recogido en las siguientes Tablas:

Tabla III.1.15.- Datos analíticos del perfil P4: propiedades físicas.

Horizontes	Prof. (cm)	Granulometría (%)								
		Grava <sup>1</sup>	Arena	Limo	Arcilla	Subfracciones de arena USDA				
						AMG	AG	AM	AF	AMF
<b>Ap</b>	0-30	2	35,6	47,8	16,6	0,9	1,3	2,6	13,6	17,2
<b>C</b>	30-50	4	35,2	48,4	16,4	1,0	1,2	2,0	11,4	19,6
<b>2Cg</b>	50-70	3	8,7	59,2	32,1	0,1	0,4	0,7	2,3	5,2
<b>3C1</b>	70-93	64	83,8	3,6	12,6	8,8	21,9	28,4	21,0	3,7
<b>4C2</b>	>93	4	82,3	6,6	11,1	0,4	0,9	4,8	39,7	36,5

Horizontes	Prof. (cm)	W (%)		A.u. (mm/cm)
		-33 kPa	-1500 kPa	
<b>Ap</b>	0-30	25,5	10,0	2,1
<b>C</b>	30-50	22,6	7,4	2,3
<b>2Cg</b>	50-70	34,2	13,9	2,9
<b>3C1</b>	70-93	2,4	1,2	0,2
<b>4C2</b>	>93	3,9	1,5	0,4

<sup>1</sup>Porcentaje respecto a la masa total del horizonte.

Abreviaturas.- AMG: arena muy gruesa; AG: arena gruesa; AM: arena media; AF: arena fina; AMF: arena muy fina; W: contenido másico de agua; A.u.: agua útil.

Tabla III.1.16.- Datos analíticos del perfil P4: propiedades químicas y físico-químicas.

Horizontes	C.O. (%)	N (%)	C/N	P (mg/kg)	pH		C.E. (mS/cm)	CaCO <sub>3</sub> eq. (%)	K asimilable (mg/100g)
					H <sub>2</sub> O	KCl			
<b>Ap</b>	1,70	0,19	9	179	7,3	6,9	0,46	21	16,1
<b>C</b>	0,60	0,07	9	73	7,9	7,3	0,33	25	8,8
<b>2Cg</b>	0,68	0,10	7	86	7,8	7,1	0,47	25	13,2
<b>3C1</b>	0,27	0,02	13	53	8,0	7,7	0,18	34	1,6
<b>4C2</b>	0,43	0,02	21	64	8,1	7,4	0,27	31	2,1

Horizontes	Complejo y Bases de Cambio (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )						
	Ca <sup>+</sup>	Mg <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma Bases	C.I.C.	Sat (%)
<b>Ap</b>	30,6	2,9	0,6	0,4	34,5	15,2	100
<b>C</b>	34,6	2,5	0,6	2,0	39,7	15,2	100
<b>2Cg</b>	38,4	4,6	0,8	0,3	44,1	33,6	100
<b>3C1</b>	12,0	0,6	0,1	0,1	12,8	2,8	100
<b>4C2</b>	16,4	0,7	0,3	0,1	17,5	3,7	100

Horizontes	Micronutrientes (ppm)				Otros metales pesados (ppm)	
	Fe	Mn	Zn	Cu	Cd	Pb
<b>Ap</b>	3,97	6,82	5,00	2,93	0,10	7,97
<b>C</b>	2,61	3,06	1,05	1,71	0,05	2,19
<b>2Cg</b>	8,12	5,62	0,83	2,78	0,05	0,79
<b>3C1</b>	3,39	1,48	0,43	0,24	0,03	0,88
<b>4C2</b>	11,71	1,98	0,33	0,30	0,03	0,84

Abreviaturas.- C.O.: carbono orgánico; C.E.: conductividad eléctrica; CaCO<sub>3</sub> eq.: carbonato cálcico equivalente; C.I.C.: capacidad de intercambio catiónico; Sat: porcentaje de saturación en bases de cambio.

### III.1.5.4.- Comentarios sobre los datos macromorfológicos y analíticos del suelo

Es un suelo relativamente profundo, de más de un metro, en el que se presenta un horizonte mineral-orgánico sobre una serie de sedimentos granulométricamente diversos. Éste es quizás uno de los datos más llamativos del perfil, es decir, los distintos horizontes presentan texturas dispares. Los horizontes Ap y C son de textura franca, el 2Cg franco arcillo limosa y los dos últimos (3C1 y 4C2) arenoso franca. La distinción entre estos dos últimos, que incluso se toma como discontinuidad litológica, reside en el aumento brusco de gravas del horizonte 3C1 (64%) con respecto a los horizontes superior e inferior (Tabla III.1.15). Encaja con el origen aluvial de los materiales y su relación a los cursos fluviales de la Vega de Granada.

Presenta un horizonte Ap asociado a cultivos. A pesar de ello, mantiene una cantidad de carbono orgánico elevada (1,70%) (Tabla III.1.16) comparado con los suelos agrícolas de la región. Esto se debe a la naturaleza del cultivo (chopera). Los residuos del chopo son ricos en nitrógeno, de ahí la relación C/N baja (Tabla III.1.16), y proclives a la humificación y descomposición. El perfil húmico tiene, en relación a los contenidos de carbono orgánico, algún pequeño incremento en profundidad (horizonte 4C2) (Tabla III.1.16). El contenido de fósforo es relativamente alto en el horizonte Ap (179 mg/kg) (Tabla III.1.16) lo que puede indicar que la chopera se abona mineralmente.

El horizonte con mayor cantidad de arcilla (2Cg, 32,1%) (Tabla III.1.15) es el que tiene mayor capacidad de intercambio de cationes ( $33,6 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ ) (Tabla III.1.16), por tanto, en este suelo, no muy orgánico, la arcilla posee mayor importancia que la materia orgánica para determinar esta propiedad. Como es de esperar, los horizontes arenosos apenas si retienen bases de cambio, ya que están desprovistos de fracción fina verdaderamente activa. Es un suelo calcáreo, por la naturaleza del sedimento, por lo que el ión calcio domina ampliamente el complejo de cambio y se encuentra saturado (Tabla III.1.16). El carbonato cálcico equivalente aumenta ligeramente con la profundidad (Tabla III.1.16), existiendo posiblemente un proceso incipiente de lavado, principalmente en el horizonte Ap. Consecuentemente, el pH se mantiene siempre entre ligera (Ap y C) y moderadamente alcalino (2Cg, 3C1 y 4C2) (Tabla III.1.16).

La conductividad eléctrica se mantiene baja, existiendo poco sodio en el complejo de cambio (Tabla III.1.16).

Los micronutrientes Zn y Cu se distribuyen, por lo general, de acuerdo a la materia orgánica, presentando un máximo en el horizonte Ap (Zn, 5,00 ppm y Cu, 2,93 ppm) (Tabla III.1.16). El potasio asimilable muestra el mismo comportamiento, si bien se observa un aumento en el horizonte 2Cg (Tabla III.1.16). Esta situación puede deberse al efecto de la presencia temporal de la capa freática o a la existencia, en este horizonte, de una discontinuidad litológica, cambiando la naturaleza del material original más rico en filosilicatos. Cabe destacar el máximo del elemento tóxico cadmio (acompañado de hierro, cobre y manganeso) en el mismo horizonte (Tabla III.1.16), posiblemente por las mismas razones de presencia de capa freática (este horizonte tiene caracteres redoximórficos).

#### III.1.5.5.- Clasificación del suelo

##### World Reference Base for Soil Resources (WRB, 2006)

El horizonte superficial está representado, en este perfil, por un horizonte Ap con una estructura muy gruesa, débil, en los primeros 20 cm desde la superficie. Presenta más de un 40% de limo (47,8%) y un color con value, en húmedo, inferior a 5. El material parental de este perfil presenta un color muy oscuro, con value inferior a 4. El contenido en carbono orgánico del horizonte superficial (1,70%) es superior, en más de 0,6%, al del material parental y tiene una saturación en bases superior al 50%. Tiene un espesor mayor de 20 cm y superior a 1/3 del espesor desde la superficie del suelo hasta el límite superior de los materiales flúvicos infrayacentes, dentro de los primeros 75 cm del perfil. Por todas estas características se define como un horizonte superficial *mólico*.

El horizonte *mólico* descansa directamente sobre sedimentos de río (aluvial) apenas edafizados. No presenta por tanto horizontes diagnóstico subsuperficiales.

Con respecto a las propiedades diagnóstico que caracterizan a este perfil se encuentra la de cambio textural abrupto, reconocido en el paso del horizonte C (textura franco limosa) al 2Cg (textura franco arcillo limosa).

Igualmente, se define una discontinuidad litológica marcada por el aumento brusco de contenido en gravas del horizonte 3C1 (64%) con respecto a los horizontes superior (3%) e inferior (4%).

En relación a los materiales diagnóstico, hay que decir que el suelo presenta un material *calcárico*, con elevados porcentajes de carbonato cálcico equivalente (superiores al 20%) y, por tanto, una fuerte efervescencia con HCl

1M. Además, se trata de un material *flúvico*, siendo evidente su naturaleza de sedimento aluvial fresco sin apenas evolución edafogenética. Finalmente, se define también como material mineral, con bajos contenidos en materia orgánica y con sus propiedades definidas por su componente mineral.

Estos horizontes, propiedades y materiales diagnóstico permiten clasificar a este perfil dentro del Grupo de los *Fluvisoles*. Como términos calificadores se encuentra el ser *Móllico*, por la presencia de un horizonte diagnóstico *móllico*, ser *Calcárico*, debido a la naturaleza de su material diagnóstico, ser *Eútrico*, a causa de su elevado grado de saturación en bases, superior al 50% en todo el perfil y ser *Arénico*, ya que presenta una capa de más de 30 cm de espesor con textura arenosa franca dentro de los 100 cm superficiales del suelo.

Con todo esto el suelo se clasifica como un *Fluvisol Móllico (Calcárico, Eútrico, Arénico)*.

#### Keys to Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2010)

El *epipedon*, propio de un suelo mineral, coincide con parte del horizonte Ap del perfil. Se caracteriza por presentar una estructura suficientemente pequeña, que no es estructura de roca, y no tiene estratificación sedimentaria en grado suficiente. Sus colores dominantes tienen una luminosidad de 3, en húmedo, y de 5 en seco y su intensidad, en húmedo, es menor de 3. Además, el contenido de carbonato cálcico equivalente en la tierra fina se encuentra entre el 15 y el 40% (21%). Tiene una saturación en bases del 100% y más de un 0,6% de carbono orgánico. Su espesor mínimo es de 25 cm ya que se caracteriza por una textura gruesa (arenosa franca). Su contenido en fósforo es inferior a 1500 miligramos por kilogramo. El *epipedon* permanece húmedo más de 90 días al año y su *n value* es inferior a 0,7. Presentando todas estas características se clasifica como *mollic*.

El horizonte *mollic* descansa directamente sobre materiales frescos de aluvión de río. No se ha establecido la presencia de horizonte *calcic* subsuperficial ya que no existe un enriquecimiento significativo de carbonato en profundidad.

La presencia de un *epipedon mollic* y el hecho de que la saturación de bases sea superior al 50% en todo el perfil permiten clasificarlo dentro del Orden de los *Mollisols*. Se caracteriza por un régimen de humedad *xeric*, lo que hace que se incluya dentro del Suborden de los *Xerolls*, perteneciendo, a su vez, al Gran Grupo de los *Haploxerolls* por no presentar más propiedades diagnóstico.

Este perfil tiene una pendiente inferior al 25% y un contenido en carbono orgánico de 0,3%, o superior, en todos sus horizontes. Este contenido en carbono orgánico desciende de forma irregular entre 25 y 125 cm de profundidad y aunque el perfil presenta frecuentes manchas entre 50 y 70 cm de profundidad, estas no tienen un croma de 2 o inferior. Por todas estas características este perfil se clasifica dentro del Subgrupo de los *Fluventic Haploxerolls*.

La clasificación a nivel de Familia se establece en función de las propiedades que caracterizan a una sección control que se extiende desde el límite inferior del horizonte Ap (30 cm) hasta una profundidad de 100 cm bajo la superficie del suelo.

En esta sección control se diferencian dos zonas de más de 12,5 cm de espesor y una transición entre ambas menor a 12,5 cm. La zona superior (horizontes C y 2Cg) se caracteriza por una clase de tamaño de partícula *Fine-silty*, ya que presenta una textura franco limosa, un contenido en partículas con diámetros entre 0,1 y 75 mm menor al 15%, en la fracción inferior a 75 mm, y un contenido en peso de arcilla de 24,3% en la fracción tierra fina. Por su parte, la clase de tamaño de partícula de la zona inferior (horizontes 3C1 y 4C2) se define como *Coarse-loamy*, por tener una textura arenosa franca, más del 15% de partículas con diámetros entre 0,1 y 75 mm, en la fracción inferior a 75 mm, y menos del 18%, en peso, de arcilla en la fracción tierra fina (12,3%). Aún presentando clases de tamaño de partículas diferentes, éstas no se incluyen dentro de una clase de partícula fuertemente contrastada, por lo que esta categoría, dentro de la Familia, se define para la totalidad de la sección control. Así, la sección control presenta una textura franca, menos del 35% (en volumen) de fragmentos de roca, un contenido superior al 15% de partículas con diámetros entre 0,1 y 75 mm, en la fracción menor a 75 mm, y un 19,1% de arcilla (porcentaje en peso). Con todo esto, se incluye dentro de la clase de tamaño de partícula *Fine-loamy*.

La clase mineralógica se define como *Mixed*, ya que no se reconoce ninguna característica relevante en este sentido.

La clase de actividad de intercambio catiónico se clasifica como *Superactive*, ya que la relación entre la capacidad de intercambio catiónico y el porcentaje en peso de arcilla es superior a 0,6 (concretamente 0,7).

La clase calcárea y de reacción se determina en una sección control que se extiende desde 25 a 50 cm desde la superficie del suelo. Se caracteriza



porque muestra efervescencia con HCl (en frío y diluido) en todas sus partes, por lo que se define como *Calcareous*.

La sección control para definir la clase de temperatura en la determinación de la Familia tiene una profundidad de 50 cm desde la superficie del suelo. Este suelo se caracteriza por una diferencia entre la temperatura media de verano y la de invierno mayor a 6,0 °C y una temperatura media anual de 16,0 °C. De esta forma, la clase de temperatura se define como *Thermic*.

La clasificación final de este suelo es *Fine-loamy, Mixed, Superactive, Calcareous, Thermic, Fluventic Haploxeroll*.

**III.2.- ANÁLISIS MINERALÓGICO (DRX)  
DE LOS MATERIALES ORIGINALES Y  
LAS FRACCIONES GRANULOMÉTRICAS  
DE LOS SUELOS. CRISTALINIDAD DEL  
CUARZO**



### III.2.1.- INTRODUCCIÓN

Los minerales reconocidos, mediante Difracción de Rayos-X (DRX), en las distintas muestras estudiadas (materiales originales y perfiles de suelo), se indican, junto con sus principales reflexiones diagnóstico, en la Tabla III.2.1 (Brindley y Brown, 1980).

**Tabla III.2.1.-** Especies minerales reconocidas en las muestras estudiadas.

<b>Minerales</b>	<b>d<sub>hkl</sub> (nm)</b>
<b>Tectosilicatos</b>	
Cuarzo	0,426
Feldespato potásico	0,325
Plagioclasa	0,320
<b>Inosilicatos de doble cadena</b>	
Anfíboles	0,84
<b>Filosilicatos</b>	
Reflexión general	0,448-0,445
Illita	1,0
Paragonita	0,96
Caolinita	0,72
Clorita	1,4
Esmectita	1,6*
Interestratificados	1,7-1,4 y/o 1,4-1,0
<b>Oxidos de hierro</b>	
Goethita	0,418
Hematites	0,269
<b>Carbonatos</b>	
Calcita	0,303
Dolomita	0,288

\* solvatación con etilén-glicol

A lo largo de este capítulo, en las tablas donde se muestran los resultados del análisis mineralógico la columna "filosilicatos", para todas las fracciones granulométricas salvo arcilla, hace referencia a la suma constituida por los porcentajes de esmectita, caolinita, illita, paragonita e interestratificados, de acuerdo al modo de cálculo propuesto por Schultz (1964) y que se cuantifica en el diagrama de polvo en la reflexión general situada en el rango 0,448-0,445 nm. No incluye por tanto el filosilicato clorita, si bien, en el caso de la fracción

arcilla, donde cada fase se cuantifica por independiente, en la columna “filosilicatos” se han sumado los porcentajes de todos estos minerales incluyendo el de clorita.

En general, casi todos los minerales reconocidos están presentes en mayor o menor cantidad en todas las muestras. Sin embargo, los carbonatos (calcita y dolomita) son exclusivos de los perfiles de Sierra Elvira y Vega de Granada, de sus materiales originales (materiales carbonatados de Sierra Elvira y sedimentos del río Genil), de las muestras del Polvo de nieve 1a y 1b y de las gravas seleccionadas en el perfil del Llano de la Perdiz.

### III.2.2.- ANÁLISIS MINERALÓGICO SEMICUANTITATIVO (DRX)

En este apartado se analiza la mineralogía de los distintos materiales sobre los que se han desarrollado los suelos y la correspondiente a las distintas fracciones granulométricas de los horizontes de suelo. Se finaliza con un estudio comparado y discusión de los resultados, con especial atención al cuarzo, objeto principal de estudio de esta Tesis Doctoral.

#### III.2.2.1.- *Tierra Parda* de Sierra Elvira (perfil P1)

##### III.2.2.1.1.- *Resultados mineralógicos*

En las Tablas III.2.2 y III.2.3 se muestra la mineralogía que caracteriza a las distintas muestras analizadas en el perfil P1.

#### Roca madre

El material parental de parte de este perfil consiste en un derrubio, mezcla de materiales margosos de edad pliocuaternaria, de rocas carbonatadas de edad jurásica y del coluvionamiento de materiales de suelos situados aguas arriba, depositado sobre margocalizas y margas, *in situ*, de edad pliocuaternaria (Lupiani *et al.*, 1985). Los fragmentos carbonatados derrubiados analizados proceden de afloramientos rocosos localizados ladera arriba, en las inmediaciones del perfil. De esta forma, se han considerado (por similitud) como rocas madre, tanto los fragmentos de roca carbonatada de dichos afloramientos como los fragmentos gruesos en superficie derrubiados de los mismos.

Teniendo en cuenta que la disolución es uno de los principales procesos de herencia mineral en suelos desarrollados sobre materiales carbonatados (Delgado *et al.*, 2003), se ha analizado el residuo insoluble de la roca madre.

Las muestras de los afloramientos rocosos y los fragmentos gruesos en superficie se caracterizan por presentar una mineralogía dominada por dolomita, tratándose, en ambos casos, de rocas clasificadas como dolomías. El resto de minerales aparecen en proporciones menores (Tabla III.2.2).

Cabe destacar la presencia, en las muestras de los afloramientos rocosos, de filosilicatos (principalmente illita), en el sentido de Schultz (1964), con una abundancia del 8% (Tabla III.2.2).

El ataque químico realizado con CIH diluido (0,5 N) sobre estos materiales carbonatados ha permitido obtener un residuo insoluble donde se concentran todas las fases minerales distintas a las carbonatadas. Las reconocidas en estas muestras han sido las siguientes: tectosilicatos (cuarzo,

feldespato potásico y plagioclasas), filosilicatos (illita y clorita) y óxidos de hierro (goethita y hematites). De ellas, las mayoritarias son las pertenecientes al grupo de los filosilicatos y el cuarzo. El resto aparecen en proporciones cercanas o inferiores al 5% (Tabla III.2.2).

#### Fracción grava

Los fragmentos gruesos se caracterizan por presentar una mineralogía dominada por las fases carbonatadas (calcita y dolomita). El resto de minerales aparecen en proporciones menores o iguales al 5% o en cantidades traza, salvo el grupo de los filosilicatos (principalmente illita) cuya proporción, en casi todas las muestras, es cercana al 10% (Tabla III.2.2).

Siguiendo la secuencia de horizontes Ah-Bw-BCK-3C, las gravas se caracterizan por un aumento, discontinuo con la profundidad, en las proporciones de calcita (desde 25% a 74%) y un descenso en las de dolomita (desde 60% a 10%) (Tabla III.2.2). Considerando los criterios de *Keys to Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff, 2010), se reconoce una discontinuidad litológica en el tránsito de BCK hacia los horizontes inferiores (ver sección III.1.1 de esta Tesis Doctoral). Esta discontinuidad se ve igualmente reflejada en la mineralogía de las gravas, pues aparecen cambios mineralógicos imputables a un cambio en la naturaleza litológica de la roca madre. Así pues, la roca madre de los horizontes más superficiales Ah, Bw y BCK sería más dolomítica, mientras que en profundidad (3C) sería más calcítica. Este resultado es coherente con el hecho de que la roca madre estudiada, de los afloramientos rocosos y de los fragmentos en superficie, es de naturaleza dolomítica, indicando que los horizontes Ah, Bw y BCK se han originado a partir de derrubios de ladera. Por su parte, los horizontes inferiores han evolucionado sobre un material más margoso y calcítico, pertenecientes a las margocalizas y margas de edad pliocuaternaria.

El ataque químico con ácido clorhídrico diluido realizado sobre las gravas del perfil P1 ha permitido obtener el residuo insoluble de las mismas, donde quedan concentradas todas las fases minerales distintas a los carbonatos: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, filosilicatos (illita, paragonita y caolinita son los más representados), goethita y hematites (Tabla III.2.2).

Cabe destacar, siguiendo la secuencia de horizontes en profundidad, el descenso progresivo del porcentaje de cuarzo (de 26% en Ah a 14% en 3C) y el aumento del de los filosilicatos (de 63% en Ah a 82% en 3C) (Tabla III.2.2). Se pone de manifiesto, una vez más, la naturaleza distinta de los fragmentos

gruesos del horizonte 3C, más ricos en filosilicatos (principalmente interestratificados y esmectita) que los de los horizontes superiores.

Tabla III.2.2.- Mineralogía DRX (%) del perfil P1.

Muestra	RI <sup>1</sup> (%)	AFL <sup>2</sup> (%)	Minerales									
			Qz	FdK	Plg	Anf	Fil <sup>3,4</sup>	Clor	Gt	Hm	Cal	Dol
<b>Afl. roc.</b>			1	tr	tr	0	8	tr	<1	1	6	84
<b>Frag. gru. sup.</b>			0	<1	1	0	0	0	0	0	1	98
<b>RI</b>												
Afl. roc.			12	1	3	0	80	3	1	0	0	0
Frag. gru. sup.			11	2	2	0	74	2	3	6	0	0
Grava Ah	1,7		26	6	tr	0	63	1	4	tr	0	0
Grava Bw	18,2		20	5	<1	0	71	1	2	1	0	0
Grava BCK	4,7		22	5	1	0	67	1	4	<1	0	0
Grava 3C	36,9		14	2	<1	0	82	<1	2	0	0	0
<b>Grava</b>												
Ah			2	tr	tr	0	11	tr	<1	2	25	60
Bw			5	1	<1	0	6	1	1	2	17	67
BCK			2	<1	tr	0	8	tr	<1	1	34	55
3C			3	1	0	0	10	tr	0	2	74	10
<b>Arena Gruesa</b>												
Ah			3	tr	tr	0	13	0	2	1	34	47
Bw			4	1	tr	<1	11	0	1	1	29	53
BCK			5	tr	tr	0	15	1	1	<1	33	45
2CBk			11	tr	0	0	4	1	<1	0	64	20
2Ck1			11	<1	tr	0	7	tr	1	<1	67	14
2Ck2			2	tr	tr	0	4	tr	2	1	77	14
3C			8	<1	tr	1	8	0	1	1	52	29
<b>Media<sup>5</sup></b>			<b>6</b>	<b>tr</b>	<b>tr</b>	<b>&lt;1</b>	<b>8</b>	<b>tr</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>56</b>	<b>28</b>
<b>Arena Fina Ligera</b>												
Ah	98,0		15	1	1	0	19	<1	1	1	32	30
Bw	97,8		12	1	1	0	16	0	1	1	33	35
BCK	97,8		13	1	tr	1	17	<1	1	1	35	31
2CBk	98,6		7	1	tr	<1	6	0	1	1	76	8
2Ck1	99,0		11	2	<1	<1	7	0	1	1	68	10
2Ck2	98,3		4	<1	0	1	12	1	1	1	72	8
3C	98,0		12	1	1	1	8	<1	1	2	64	10
<b>Media<sup>5</sup></b>	<b>98,2</b>		<b>10</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>11</b>	<b>tr</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>60</b>	<b>14</b>
<b>Limo</b>												
Ah			25	4	1	0	16	1	1	1	1	50
Bw			27	5	1	<1	12	1	1	1	3	49
BCK			19	4	1	tr	15	1	1	1	20	38
2CBk			12	1	0	0	4	<1	2	0	73	8
2Ck1			13	<1	tr	0	4	<1	tr	tr	82	1
2Ck2			7	<1	0	0	4	tr	0	0	84	5
3C			17	1	0	0	5	<1	0	0	72	5
<b>Media<sup>5</sup></b>			<b>16</b>	<b>1</b>	<b>tr</b>	<b>tr</b>	<b>7</b>	<b>tr</b>	<b>&lt;1</b>	<b>tr</b>	<b>62</b>	<b>14</b>
<b>Arcilla</b>												
Ah			2	4	1	0	74		3	1	11	4
Bw			4	7	1	0	60		4	1	20	3
BCK			5	11	1	0	52		2	2	25	2
2CBk			4	0	1	0	49		3	3	39	1
2Ck1			6	0	<1	0	49		1	1	41	2
2Ck2			1	0	1	0	54		1	2	40	1
3C			2	0	tr	0	59		1	2	34	2
<b>Media<sup>5</sup></b>			<b>3</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>56</b>		<b>2</b>	<b>2</b>	<b>33</b>	<b>2</b>

Abreviaturas.- RI: residuo insoluble; AFL: arena fina ligera; Qz: cuarzo; FdK: feldespato potásico; Plg: plagioclasas; Anf: anfíboles; Fil: filosilicatos; Clor: clorita; Gt: goethita; Hm: hematites; Cal: calcita; Dol: dolomita; tr: trazas (detectable pero difícilmente cuantificable); Afl. roc.: afloramientos rocosos; Frag. gru. sup.: fragmentos gruesos en superficie. <1: por debajo del límite de detección.

<sup>1</sup>(100-%CO<sub>3</sub>Ca<sub>eq</sub>) estimado por calcimetría; <sup>2</sup>Porcentaje respecto al total de arena fina;

<sup>3</sup>Filosilicatos en el sentido de Schultz (1964): esmectita, caolinita, illita, paragonita e interestratificados; <sup>4</sup>En el caso de la fracción arcilla, Filosilicatos incluye además clorita;

<sup>5</sup>Ponderada al espesor de los horizontes.



### Fracción arena gruesa

Las fases minerales predominantes en la fracción arena gruesa son calcita, con un valor medio del 56%, y dolomita, con un valor medio del 28%. Los siguientes minerales en abundancia son los filosilicatos (principalmente illita y paragonita) (8%) y el cuarzo (6%). El resto aparecen en proporciones del 1% o menores (Tabla III.2.2).

Los carbonatos presentan valores relativamente parecidos en los tres horizontes superiores del perfil (Tabla III.2.2). Es en el horizonte 2CBk donde se produce un cambio brusco de los contenidos minerales: la calcita aumenta a casi el doble en este horizonte (del 33% en BCK pasa al 64% en 2CBk) y la dolomita experimenta un fuerte descenso a menos de la mitad (del 45% en el horizonte superior al 20% en el inferior). Algo similar le ocurre a los filosilicatos y al cuarzo. La proporción de los primeros desciende a menos de un tercio en el paso de BCK (15%) a 2CBk (4%), mientras que el cuarzo pasa del 5% en el horizonte superior al 11% en el inferior (Tabla III.2.2).

En el tránsito 2Ck2-3C también se aprecian cambios importantes en el porcentaje de los carbonatos (Tabla III.2.2).

Estos cambios mineralógicos bruscos se explican por la presencia de las discontinuidades litológicas descritas (ver sección III.1.1 de esta Tesis Doctoral): una en el tránsito BCK-2CBk y otra en el tránsito 2Ck2-3C.

### Fracción arena fina ligera

Esta fracción granulométrica domina en la arena fina, al presentarse con porcentajes próximos al 100% (Tabla III.2.2). En cuanto a su mineralogía, y al igual que en la arena gruesa, las fases minerales más abundantes son calcita y dolomita, seguidas del grupo de los filosilicatos (illita y paragonita) y cuarzo. El resto de minerales aparecen en proporciones del 1% o menores (Tabla III.2.2).

En esta fracción granulométrica, se constata también la existencia de discontinuidades litológicas, poniéndose de manifiesto, de forma más evidente, la primera de ellas.

Calcita y dolomita presentan valores similares entre sí, y relativamente constantes, en los tres primeros horizontes del perfil, experimentando un cambio brusco en el horizonte 2CBk (calcita pasa de un 35% en BCK a un 76% en 2CBk, mientras que dolomita disminuye su proporción de un 31% a un 8%). El contenido de estos minerales se mantiene relativamente constante en los horizontes inferiores a esta discontinuidad (Tabla III.2.2).

Por su parte, los filosilicatos y el cuarzo muestran valores similares entre sí (algo mayores en el primer caso) en los tres horizontes superiores del perfil. A partir del horizonte 2CBk la proporción de ambas fases minerales disminuye (de 17% a 6% para los filosilicatos y de 13% a 7% para el cuarzo), manteniéndose con valores bajos en profundidad (Tabla III.2.2).

### Fracción limo

En la fracción limo el mineral dominante (en valores medios) es la calcita (62%), seguida de cuarzo (16%) y dolomita (14%). Los filosilicatos (illita y paragonita) aparecen con un 7% mientras que el resto de fases minerales lo hacen en proporciones del 1% o en cantidades traza (Tabla III.2.2).

Analizando los porcentajes por horizontes, la calcita experimenta un aumento de su proporción en el paso del horizonte Bw (3%) al horizonte BCk (20%), para seguidamente volver a aumentar, de forma brusca, en el horizonte 2CBk (73%) y mantenerse con valores elevados en profundidad (Tabla III.2.2). Por su parte, la dolomita presenta sus mayores proporciones en los tres horizontes superiores del perfil, sufriendo un importante descenso en el paso del horizonte BCk (38%) al horizonte 2CBk (8%). Los porcentajes de cuarzo decrecen progresivamente hacia los horizontes inferiores del perfil, teniendo su mínimo valor en el horizonte 2Ck2 (7%) para aumentar después en el 3C (17%), mientras que los filosilicatos presentan sus mayores proporciones en los tres horizontes superiores y sufren un brusco descenso en el horizonte 2CBk (pasan de un 15% a un 4%) (Tabla III.2.2).

Estos cambios bruscos descritos, redundan en la presencia de las discontinuidades litológicas (entre BCk y 2CBk y entre 2Ck1/2Ck2 y 3C) ya detectadas en otras fracciones.

### Fracción arcilla

Las fases mineralógicas mayoritarias, en esta fracción granulométrica, son los filosilicatos con un 56% en valor medio. Les sigue en abundancia la calcita (33%) y el resto de las especies minerales con porcentajes medios inferiores al 5% (Tabla III.2.2).

Los filosilicatos experimentan un descenso progresivo de su proporción en profundidad, desde 74% en el horizonte Ah hasta 49% en el horizonte 2Ck1, para aumentar seguidamente hasta el 59% en 3C. La calcita (segundo mineral más abundante) aumenta en profundidad hasta el horizonte 2Ck1 para

posteriormente descender hasta el 34% en el horizonte más profundo. El resto de minerales mantienen sus valores relativamente constantes aunque sus mayores porcentajes se reconocen en los horizontes superiores del perfil (Tabla III.2.2). En esta fracción se atisban los cambios mineralógicos inducidos por las discontinuidades litológicas.

En el análisis de los filosilicatos en agregado orientado, los minerales más abundantes, en valor medio, son esmectita (59%) seguida de illita (24%). Con proporciones menores aparecen caolinita (6%), clorita (5%), interestratificados (4%) y paragonita (2%) (Tabla III.2.3).

**Tabla III.2.3.-** Mineralogía DRX (%) de los filosilicatos de la fracción arcilla del perfil P1.

<b>Horizonte</b>	<b>Clor</b>	<b>Int</b>	<b>Ill</b>	<b>Par</b>	<b>Cao</b>	<b>Esm</b>
<b>Ah</b>	6	13	47	4	6	24
<b>Bw</b>	6	14	52	3	5	20
<b>BCK</b>	16	5	48	4	6	21
<b>2CBk</b>	2	0	26	3	3	66
<b>2Ck1</b>	3	0	18	2	5	72
<b>2Ck2</b>	2	0	19	2	4	73
<b>3C</b>	6	3	13	2	8	68
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>5</b>	<b>4</b>	<b>24</b>	<b>2</b>	<b>6</b>	<b>59</b>

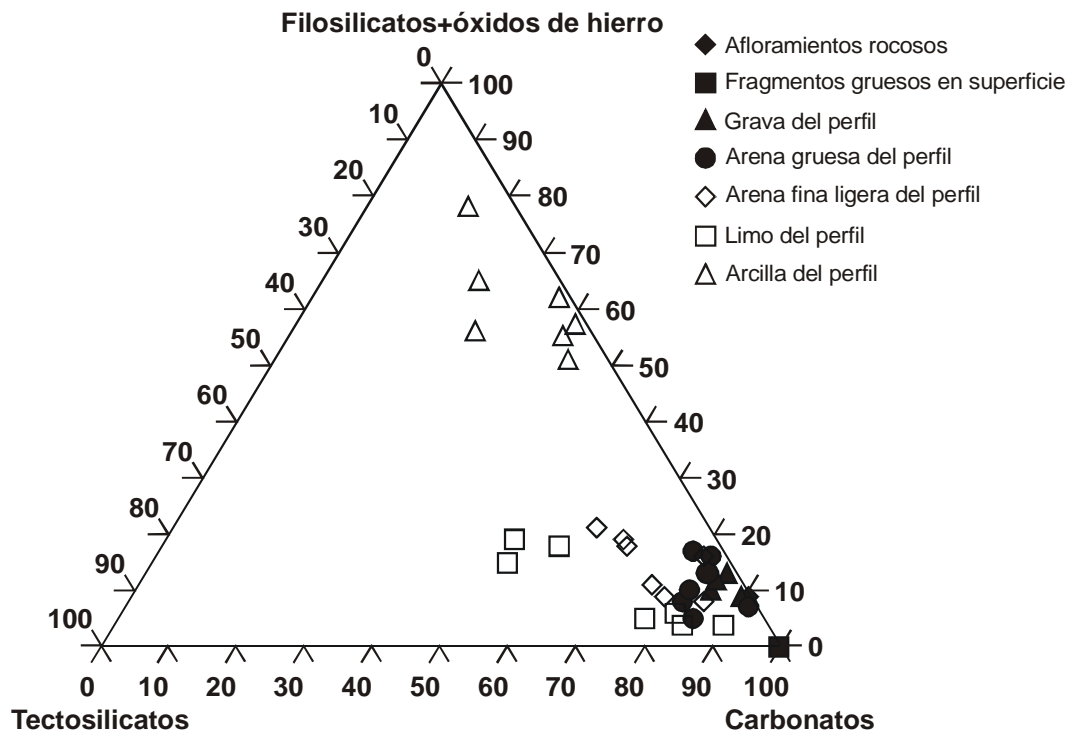
Abreviaturas.- Clor: clorita; Int: interestratificados (fases entre 1,0 y 1,4 nm y/o 1,4 y 1,7 nm); Ill: illita; Par: paragonita; Cao: caolinita; Esm: esmectita.

<sup>1</sup>Ponderada al espesor de los horizontes

También las fases filosilicatadas evidencian la presencia de las discontinuidades litológicas descritas, fundamentalmente para la primera de ellas, al observarse cambios en las proporciones de estos minerales a partir del horizonte 2CBk (Tabla III.2.3). Estos cambios son muy destacados en los casos de la esmectita y de la illita y más sutiles para el resto de filosilicatos. La esmectita, con valores relativamente constantes y cercanos al 20% en los horizontes superiores, sufre un aumento brusco de su proporción en el horizonte 2CBk (66%), manteniendo valores cercanos al 70% en el resto del perfil. Por su parte, la illita lo que sufre es un descenso de su abundancia en dicho horizonte, pasando de valores próximos al 50% a valores cercanos al 20% en los horizontes más profundos del perfil. Cabe destacar la desaparición de los interestratificados a partir del horizonte 2CBk para volver a estar presentes, con un porcentaje muy bajo (3%), en el horizonte más profundo del perfil (3C) (Tabla III.2.3).

### III.2.2.1.2.- Comentario general de la mineralogía del perfil P1

Los resultados del estudio mineralógico por DRX realizado a los distintos materiales de este perfil, han puesto de manifiesto que, tanto los fragmentos de afloramientos rocosos y los fragmentos gruesos en superficie, como la grava, arena gruesa, arena fina ligera y limo, son eminentemente de mineralogía carbonatada, mientras que la arcilla es más rica en filosilicatos (más óxidos de hierro) (Tabla III.2.2 y Figura III.2.1).

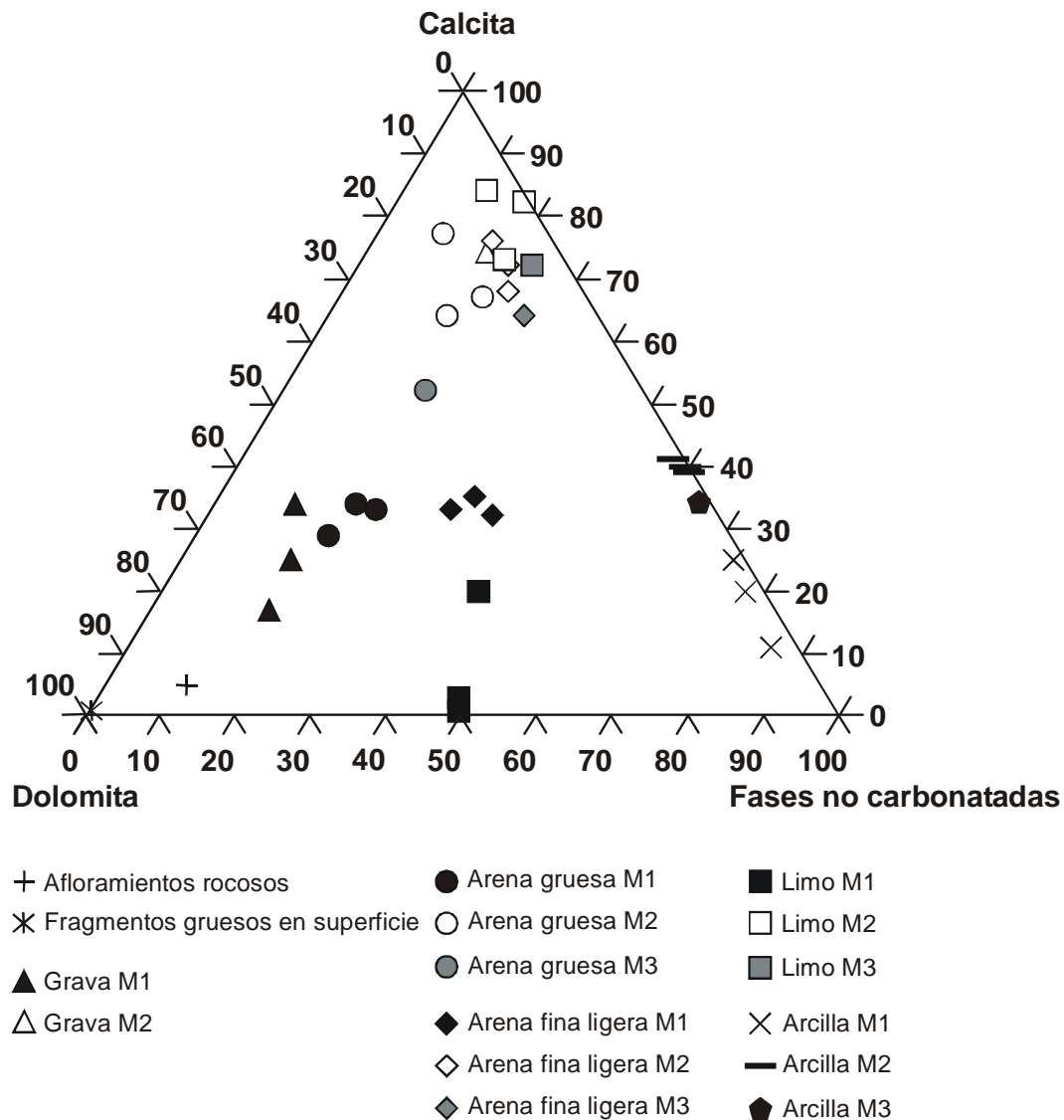


**Figura III.2.1.-** Representación en el triángulo Filosilicatos+óxidos de hierro-Tectosilicatos-Carbonatos, de la composición mineralógica de las distintas fracciones granulométricas de las rocas madre y de cada horizonte, en el perfil P1.

Además, se evidencian las dos discontinuidades litológicas ya establecidas en campo y por otros métodos analíticos. La primera discontinuidad (tránsito BCK-2CBk), reconocida por un importante descenso en las proporciones de grava y arena, junto con un aumento en los porcentajes de limo y arcilla (Tabla III.1.2), está caracterizada por un cambio en la naturaleza mineralógica de sus materiales, pasando de ser más dolomíticos sobre la discontinuidad a más calcíticos bajo la misma (Tabla III.2.2). El cambio en las proporciones de determinados minerales del grupo de los filosilicatos (principalmente illita y esmectita) (Tabla III.2.3) también señala la existencia de dicha discontinuidad.

La segunda discontinuidad (tránsito 2Ck2-3C), que se revela por un brusco aumento del porcentaje de arcilla (Tabla III.1.2), se manifiesta mineralógicamente por variaciones en los porcentajes de carbonatos en las fracciones grava y arena gruesa y por variaciones en las proporciones de cuarzo en las fracciones arena fina ligera y limo (Tabla III.2.2).

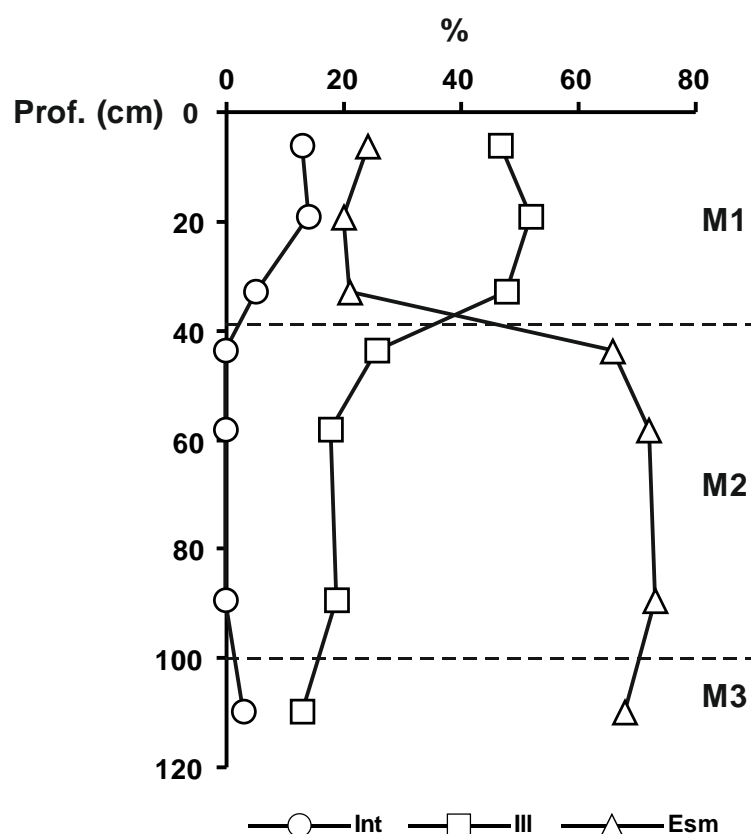
En el triángulo mineralógico de la Figura III.2.2 (Calcita-Dolomita-Fases no carbonatadas) se aprecia que las diferencias compositivas entre horizontes, para cada fracción granulométrica, se pueden explicar por la presencia de las dos discontinuidades litológicas y, por tanto, por el tipo de roca madre a partir de la que se formó cada horizonte. En este sentido, se han diferenciado los tres tipos de materiales y de grupos de horizontes que se han generado a partir de ellos: M1, M2 y M3 (ver leyenda de la Figura III.2.2).



**Figura III.2.2.-** Representación en el triángulo Calcita-Dolomita-Fases no carbonatadas, de la composición mineralógica de las rocas madre, y de las distintas fracciones granulométricas de cada horizonte, en el perfil P1. Se 178 diferencian también las discontinuidades litológicas: M1 abarca los horizontes Ah, Bw y Bck; M2 incluye a 2CBk, 2Ck1 y 2Ck2; y M3 es el horizonte 3C.

Así, las fracciones grava, arena gruesa, arena fina ligera y limo de los horizontes superficiales Ah, Bw y BCk proceden, en parte por herencia, de una roca derrubada de tipo dolomía o dolomía calcítica, donde el carbonato dominante es la dolomita. En cambio, estas fracciones en los horizontes inferiores 2CBk, 2Ck1, 2Ck2 y 3C, al ser más ricas en calcita que dolomita, provendrán, por herencia, de un material enriquecido en este mineral. Es de destacar que, aún en una fracción muy reactiva como es la arcilla, donde la edafogénesis tiende a borrar “huellas minerales” que denoten su procedencia, se siguen apreciando enriquecimientos en calcita en los horizontes 2CBk, 2Ck1, 2Ck2 y 3C (Tabla III.2.2 y Figura III.2.2).

Los filosilicatos de la fracción arcilla son también bastante clarificadores en cuanto a la naturaleza de alguna de las rocas madre de este perfil. En la Figura III.2.3 se observa que los interestratificados y la illita son más abundantes en M1 que en M2 (donde no existen interestratificados) y que en M3; por el contrario, la esmectita es mucho más abundante en M2 y M3 que en M1.



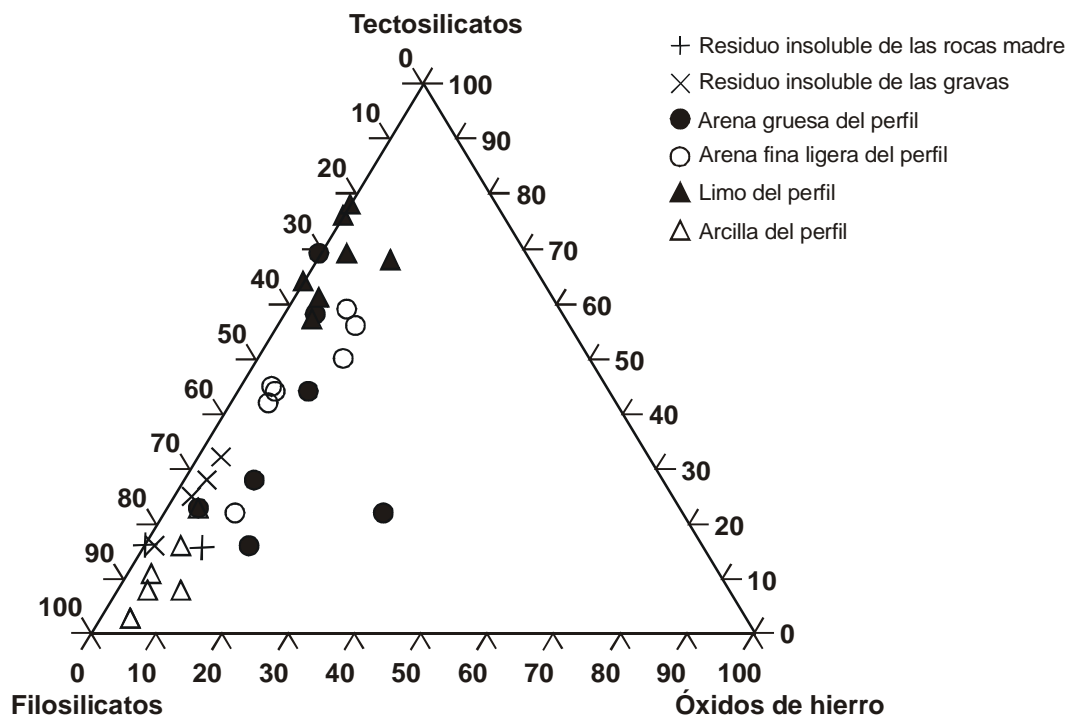
**Figura III.2.3.-** Variación de los contenidos de interestratificados, illita y esmectita de la fracción arcilla con la profundidad del perfil P1. Se diferencian también las discontinuidades litológicas: M1 abarca los horizontes Ah, Bw y BCk; M2 incluye a 2CBk, 2Ck1 y 2Ck2; y M3 es el horizonte 3C.

Todo indica que el material original del que proceden los horizontes de M2 y M3 es una marga o margocaliza, que contrasta con el carácter dolomítico o dolomítico-calcítico (siempre derrubiado) de la roca madre de los horizontes de M1. Así, los horizontes más profundos se han desarrollado sobre las margocalizas y margas, *in situ*, de edad pliocuaternaria y los horizontes más superficiales sobre los derrubios procedentes de los afloramientos y suelos localizados ladera arriba del perfil. La composición mineralógica por DRX del residuo insoluble de las rocas (afloramientos rocosos y fragmentos gruesos en superficie) y de las gravas de los horizontes seleccionados (Ah, Bw, Bck y 3C) es, en términos cualitativos, igual a la del resto de fracciones granulométricas del perfil (Tabla III.2.2), salvo por los carbonatos, eliminados tras el ataque químico. Este hecho hace pensar en que tiene lugar un proceso de herencia de minerales desde la roca y las gravas, por disolución, hacia el resto de fracciones granulométricas del suelo. El porcentaje de residuo insoluble de las gravas es superior, o cercano, al 2%, llegando a ser muy elevado en las gravas de los horizontes Bw (18,2%) y 3C (36,9%) (Tabla III.2.2). De esta forma, la mineralogía de dichas gravas tendrá una importante influencia sobre la mineralogía de las fracciones granulométricas del perfil. En este sentido, se observa también la naturaleza distinta de los materiales originales sobre los que se han desarrollado los horizontes, ya que el porcentaje en peso de residuo insoluble de las gravas de los horizontes superiores (Ah, Bw y Bck) es menor que el de las gravas del horizonte inferior (3C), en el que además se reconoce un mayor contenido en filosilicatos (Tabla III.2.2).

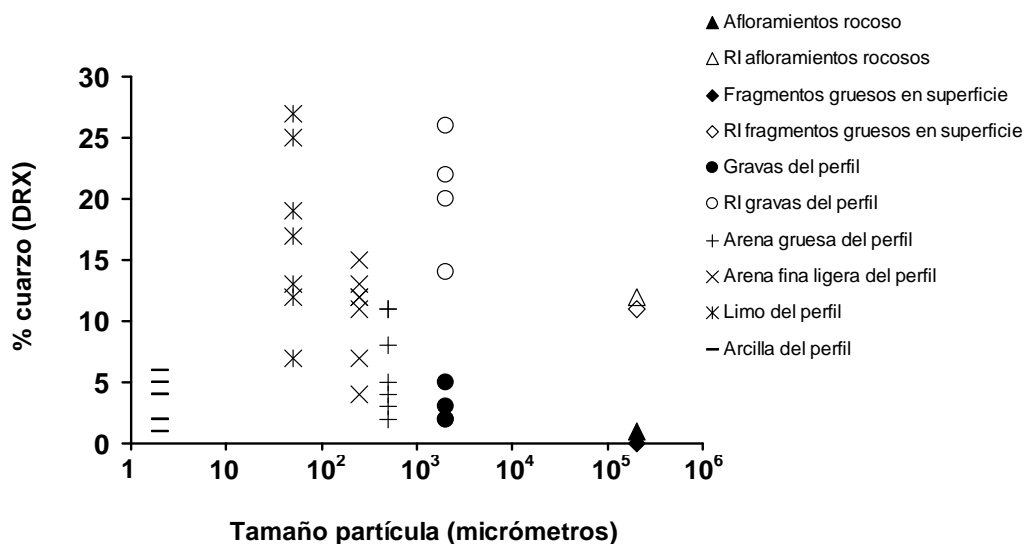
Cuantitativamente, la proporción de filosilicatos frente a tectosilicatos y óxidos de hierro de la fracción arcilla y algunas arenas, es la más parecida a la del residuo insoluble; el limo es la fracción más enriquecida en tectosilicatos y, por tanto, más diferente al residuo insoluble de rocas y gravas (Figura III.2.4).

El cuarzo es el mineral más abundante del grupo de tectosilicatos. Su concentración, en función de las fracciones granulométricas, tiene una tendencia a incrementarse conforme desciende el tamaño de partícula, desde los afloramientos rocosos y fragmentos gruesos en superficie a la fracción limo, para luego descender en la fracción arcilla (Figura III.2.5). Por tanto, el limo es la fracción donde se concentra este mineral, seguido de la arena fina ligera (que es la seleccionada para su estudio con otros métodos mineralógicos, y objetivo de esta Tesis Doctoral). En los residuos insolubles, tanto de rocas como de gravas, el cuarzo está presente en cantidades similares a las arenas o el limo, si bien no

es el mineral mayoritario y no alcanza nunca el umbral del 30% (Tabla III.2.2 y Figura III.2.5). Estos porcentajes similares hacen pensar en una herencia del cuarzo desde el residuo insoluble al suelo.



**Figura III.2.4.-** Representación en el triángulo Tectosilicatos-Filosilicatos-Óxidos de hierro, de la composición mineralógica del residuo insoluble de las rocas madre y de las gravas y de las distintas fracciones granulométricas de cada horizonte en el perfil P1.



**Figura III.2.5.-** Contenido de cuarzo (DRX) en la roca madre, en los residuos insolubles (RI) de roca madre y gravas y en las fracciones arena gruesa, arena fina ligera, limo y arcilla del perfil P1.



Los principales minerales filosilicatados reconocidos en la fracción arcilla del perfil son esmectita, illita y caolinita, ésta última en bajas proporciones (Tabla III.2.3). En el suelo, illita es considerada como una fase mineral heredada, esmectita es principalmente transformada a partir de la illita o neoformada y caolinita es neoformada desde la solución del suelo. Sin embargo, la naturaleza margosa del material parental que da lugar al desarrollo de este perfil P1 pone de manifiesto la herencia de esmectita, mucho mayor en los horizontes inferiores, siendo esto una nueva evidencia de la presencia de las discontinuidades litológicas ya referidas anteriormente. Los diagramas de estabilidad de la solución del suelo (mostrados en secciones posteriores) para los cationes  $K^+$ ,  $Na^+$  y  $Ca^{2+}$ , muestran a todos los horizontes del perfil P1 dentro del campo de estabilidad de la caolinita, cercanos al límite con montmorillonita en el caso de  $K^+$  y  $Na^+$ . Por su parte, en el diagrama de estabilidad para el catión  $Mg^{2+}$ , los horizontes quedan incluidos dentro del campo de estabilidad de la montmorillonita (Figura III.3.2). La reducida cantidad de caolinita en el perfil, junto a su presencia en el residuo insoluble de los materiales originales (cuantificada dentro del grupo de laminares), hace pensar en un origen principalmente heredado, aunque no se puede descartar también el neoformado, para este mineral.

### **III.2.2.2.- Ranker de Sierra Nevada (perfil P2)**

#### **III.2.2.2.1.- Resultados mineralógicos**

En las Tablas III.2.4 y III.2.6 se muestra la mineralogía que caracteriza a las distintas muestras analizadas en el perfil P2. Además, se aporta la mineralogía que caracteriza al polvo mineral de la nieve recogida en Sierra Nevada (Tabla III.2.5).

#### **Roca madre**

Este perfil se encuentra al pie de los Peñones de San Francisco, en las cumbres de Sierra Nevada, inmerso en el Complejo Nevado-Filábride, más concretamente en la Unidad de las Yeguas del Manto del Veleta (Díaz de Federico y Puga, 1980). Esta Unidad está constituida por metapelitas (rocas metamórficas originadas por un metamorfismo regional a partir de rocas sedimentarias), del tipo micaesquistos grafitosos, con feldespato, cloritoide y biotita, con algunas intercalaciones de cuarcitas y micacitas.

Tabla III.2.4.- Mineralogía DRX (%) del perfil P2.

Muestra	A.F.L. <sup>1</sup> (%)	Minerales									
		Qz	FdK	Plag	Anf	Fil <sup>2,3</sup>	Clor	Gt	Hm	Cal	Dol
<b>Rocas</b>											
Roca 1		40	2	<1	0	56	1	1	tr	0	0
Roca 2		55	2	1	0	38	1	2	1	0	0
<b>A.F.L. Rocas molturadas</b>											
Roca 1		54	2	tr	0	41	2	1	<1	0	0
Roca 2		78	2	<1	0	16	1	2	1	0	0
<b>Grava</b>											
Ah2		29	1	1	tr	60	6	2	1	0	0
C		28	2	<1	tr	60	7	2	1	0	0
<b>A.F.L. Grava molturada</b>											
Grava Ah2		42	2	<1	tr	49	4	1	2	0	0
Grava C		47	1	1	0	43	7	1	<1	0	0
<b>Arena gruesa</b>											
Ah1		27	1	1	0	67	3	1	<1	0	0
Ah2		33	1	0	0	58	4	3	1	0	0
Ah3		30	1	1	0	61	3	3	1	0	0
AC		30	1	0	0	62	4	2	1	0	0
C		26	1	1	0	65	3	4	0	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>29</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>62</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Arena fina ligera</b>											
Ah1	91,4	59	1	4	0	32	2	1	1	0	0
Ah2	92,5	62	2	3	1	29	2	1	tr	0	0
Ah3	90,2	62	1	4	0	30	1	1	1	0	0
AC	88,6	60	1	2	<1	33	2	2	<1	0	0
C	89,6	51	1	2	<1	40	4	2	0	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>	<b>89,5</b>	<b>57</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>tr</b>	<b>35</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>tr</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Limo</b>											
Ah1		28	2	2	0	61	5	2	0	0	0
Ah2		24	2	1	0	65	6	1	1	0	0
Ah3		18	1	0	0	71	9	1	<1	0	0
AC		18	2	tr	0	70	7	2	1	0	0
C		18	2	0	0	69	7	2	2	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>19</b>	<b>2</b>	<b>tr</b>	<b>0</b>	<b>69</b>	<b>7</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Arcilla</b>											
Ah1		5	1	2	0	84		3	5	0	0
Ah2		7	2	1	0	79		11	0	0	0
Ah3		7	1	2	0	80		10	0	0	0
AC		8	2	1	0	79		10	0	0	0
C		10	2	2	0	75		11	0	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>8</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>0</b>	<b>78</b>		<b>10</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>

Abreviaturas.- AFL: arena fina ligera; Qz: cuarzo; FdK: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Anf: anfíboles; Fil: filosilicatos; Clor: clorita; Gt: goethita; Hm: hematites; Cal: calcita; Dol: dolomita; tr: trazas (detectable pero difícilmente cuantificable); <1: por debajo del límite de detección.

<sup>1</sup>Porcentaje respecto al total de arena fina; <sup>2</sup>Filosilicatos en el sentido de Schultz (1964): esmectita, caolinita, illita, paragonita e interstratificados; <sup>3</sup>En el caso de la fracción arcilla, Filosilicatos incluye además clorita; <sup>4</sup>Ponderada al espesor de los horizontes.

Los materiales que sirven de sustrato para el desarrollo de este perfil son, principalmente, derrubios de ladera periglaciares, de micaesquistos y cuarcitas. Por esta razón se ha considerado que la roca madre de este suelo debe ser casi

igual, compositivamente, a las rocas de los Peñones de San Francisco que afloran en los alrededores ladera arriba.

No obstante, se ha de tener en cuenta el aporte de partículas por la lluvia, nieve o viento como un proceso que también nutre de materiales al suelo. Por este motivo, se ha muestreado nieve de Sierra Nevada, de la que posteriormente se ha extraído el material sólido que contenía por un proceso de deshielo natural. Este tipo de material también es aportado al resto de suelos descritos en esta Tesis Doctoral, si bien se ha asociado a los perfiles de Sierra Nevada (P2 y SR2) por proximidad geográfica y porque la pluviometría (líquida o sólida en forma de nieve) es mayor en altitudes más elevadas (Delgado y Ortega, 1985).

De esta forma, el material original posible de este perfil está constituido por las rocas de los Peñones de San Francisco (Rocas 1 y 2), pero también por el material sólido procedente de las muestras de nieve (Polvo de nieve 1a, 1b y 2).

Las rocas de los afloramientos adyacentes presentan una mineralogía caracterizada, mayoritariamente, por cuarzo y filosilicatos (principalmente illita y paragonita). El resto de minerales aparecen en proporciones inferiores al 5% (Tabla III.2.4).

En los micaesquistos y cuarcitas que constituyen la Unidad de las Yeguas, Díaz de Federico y Puga (1980) describen la presencia de estos minerales (salvo el feldespató potásico y la goethita, no reconocidos) además de otros no identificados en las muestras seleccionadas en este estudio, por hallarse sus cantidades en rangos inferiores al límite de detección del método.

La Roca 1 presenta proporciones de cuarzo inferiores a las de la Roca 2 (40% y 55%, respectivamente), mientras que el grupo de los filosilicatos es superior en la primera (57% frente a 39%) (Tabla III.2.4). Estas diferencias composicionales permiten clasificar a la Roca 1 como un micaesquisto cuarzoso (< 50% cuarzo y > 50% filosilicatos) y a la Roca 2 como una cuarcita (> 50% cuarzo y < 50% filosilicatos) (Winkler, 1978).

La molturación de las rocas de afloramiento ha permitido obtener, por tamizado y separación densimétrica posterior, la fracción arena fina ligera, que se supone similar a la que se aportaría al suelo por simple meteorización física. Esta fracción granulométrica presenta una mineralogía dominada por cuarzo y filosilicatos (illita y paragonita). En este caso, las elevadas proporciones de cuarzo, en comparación a la roca total, se deben a la concentración de las fases ligeras tras la separación densimétrica realizada. Este efecto se manifiesta

igualmente en el descenso relativo de las proporciones de los filosilicatos (Tabla III.2.4).

El material sólido procedente del deshielo de las muestras de nieve presenta una composición mineral dominada por filosilicatos (principalmente illita y paragonita) y cuarzo. Destacar la presencia de carbonatos en las muestras de Polvo de nieve 1a y 1b y el mayor contenido de clorita en el caso de la muestra Polvo de nieve 2. El resto de minerales se encuentran en porcentajes inferiores al 5% (Tabla III.2.5).

**Tabla III.2.5.- Mineralogía DRX (%) del polvo de nieve de Sierra Nevada.**

Muestra	Minerales									
	Qz	FdK	Plag	Anf	Fil <sup>1,2</sup>	Clor	Gt	Hm	Cal	Dol
<b>Polvo de nieve 1a</b>	26	2	2	0	36	2	2	1	24	5
<b>Polvo de nieve 1b</b>	27	2	3	0	46	2	2	tr	9	9
<b>Polvo de nieve 2</b>	28	2	4	1	52	9	3	1	0	0

Abreviaturas.- Qz: cuarzo; FdK: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Anf: anfíboles; Fil: filosilicatos; Clor: clorita; Gt: goethita; Hm: hematites; Cal: calcita; Dol: dolomita; tr: trazas (detectable pero difícilmente cuantificable); <1: por debajo del límite de detección.

<sup>1</sup>Filosilicatos en el sentido de Schultz (1964): esmectita, caolinita, illita, paragonita e interestratificados;

<sup>2</sup>En el caso de la fracción arcilla Filosilicatos incluye además clorita.

### Fracción grava

Las gravas de los horizontes Ah2 y C del perfil P2 muestran una mineralogía dominada por filosilicatos (illita y paragonita) (60% en ambos horizontes) y cuarzo (29% en Ah2 y 28% en C). El resto de minerales tienen proporciones cercanas o inferiores al 5% (Tabla III.2.4).

La fracción arena fina ligera de estas gravas molturadas tiene una mineralogía dominada por cuarzo (42% en Ah2 y 47% en C) y filosilicatos (illita y paragonita) (49% en Ah2 y 43% en C) (Tabla III.2.4). El aumento de la proporción de cuarzo, respecto al contenido en la muestra total, se debe a su concentración tras la separación densimétrica realizada.

### Fracción arena gruesa

En este perfil la fracción arena gruesa está representada, en valores medios, con un 62% de filosilicatos (illita y paragonita) y un 29% de cuarzo. El resto de fases minerales reconocidas (feldespato potásico, plagioclasa, el filosilicato clorita, goethita y hematites) se encuentran en porcentajes inferiores al 5% (Tabla III.2.4).

Las proporciones minerales no sufren variaciones importantes a lo largo del perfil, manteniéndose con valores muy constantes.

#### Fracción arena fina ligera

En esta fracción granulométrica es el cuarzo el mineral que presenta el mayor porcentaje (valor medio de 57%), seguido del grupo de los filosilicatos (principalmente illita y paragonita, con trazas de caolinita) (35%) y del resto de minerales reconocidos, los cuales aparecen en proporciones inferiores al 5% (Tabla III.2.4).

Los porcentajes de estos minerales se mantienen prácticamente constantes en los distintos horizontes del perfil. El cuarzo alcanza su máximo valor (62%) en los horizontes Ah2 y Ah3, mientras que los filosilicatos lo presentan en el horizonte C (40%) (Tabla III.2.4).

#### Fracción limo

El grupo mineral más abundante en la fracción limo es el de los filosilicatos (illita, paragonita y trazas de caolinita), presente con un 69% (valor medio). Le sigue en abundancia el cuarzo, con un 19%, y el filosilicato clorita, con un 7%; el resto de minerales aparecen en proporciones inferiores al 5% (Tabla III.2.4).

Al igual que en el resto de fracciones granulométricas, los porcentajes de los minerales se mantienen relativamente constantes a lo largo de todo el perfil, aunque en este caso se aprecia una pequeña variación de los valores al pasar del horizonte Ah2 al horizonte Ah3; mientras que los filosilicatos aumentan su proporción de un 65% a un 71%, el cuarzo sufre un ligero descenso, pasando de un 24% a un 18%. El porcentaje de clorita también aumenta ligeramente (6% en Ah2 y 9% en Ah3) (Tabla III.2.4).

#### Fracción arcilla

Los minerales más abundantes de la fracción arcilla son filosilicatos (78% en valor medio). Le siguen en abundancia, y con proporciones similares entre sí, goethita (10%) y cuarzo (8%). El resto aparecen con valores inferiores al 5% (Tabla III.2.4).

Cabe destacar el ligero aumento del cuarzo en profundidad, con su máximo valor en el horizonte C (10%). También se aprecia un ligero descenso de las proporciones de filosilicatos, y el aumento brusco de la goethita en el

tránsito del horizonte Ah1 (3%) al horizonte Ah2 (11%), manteniéndose en profundidad con valores relativamente constantes y cercanos al 10%. Hematites sólo se reconoce en el horizonte superior con un 5% (Tabla III.2.4).

Dentro de los filosilicatos, illita es el mineral más abundante (59% en valor medio), seguido de interestratificados (14%), caolinita (9%) y esmectita (8%). Clorita y paragonita, representados por un 5%, son los filosilicatos minoritarios del perfil (Tabla III.2.6).

**Tabla III.2.6.-** Mineralogía DRX (%) de los filosilicatos de la fracción arcilla del perfil P2.

<b>Horizonte</b>	<b>Clor</b>	<b>Int</b>	<b>Ill</b>	<b>Par</b>	<b>Cao</b>	<b>Esm</b>
<b>Ah1</b>	5	19	50	4	7	15
<b>Ah2</b>	6	9	59	3	15	8
<b>Ah3</b>	4	7	64	5	9	11
<b>AC</b>	5	11	61	5	10	8
<b>C</b>	6	20	56	5	6	7
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>5</b>	<b>14</b>	<b>59</b>	<b>5</b>	<b>9</b>	<b>8</b>

Abreviaturas.- Clor: clorita; Int: interestratificados (fases entre 1,0 y 1,4 nm y/o 1,4 y 1,7 nm); Ill: illita; Par: paragonita; Cao: caolinita; Esm: esmectita.

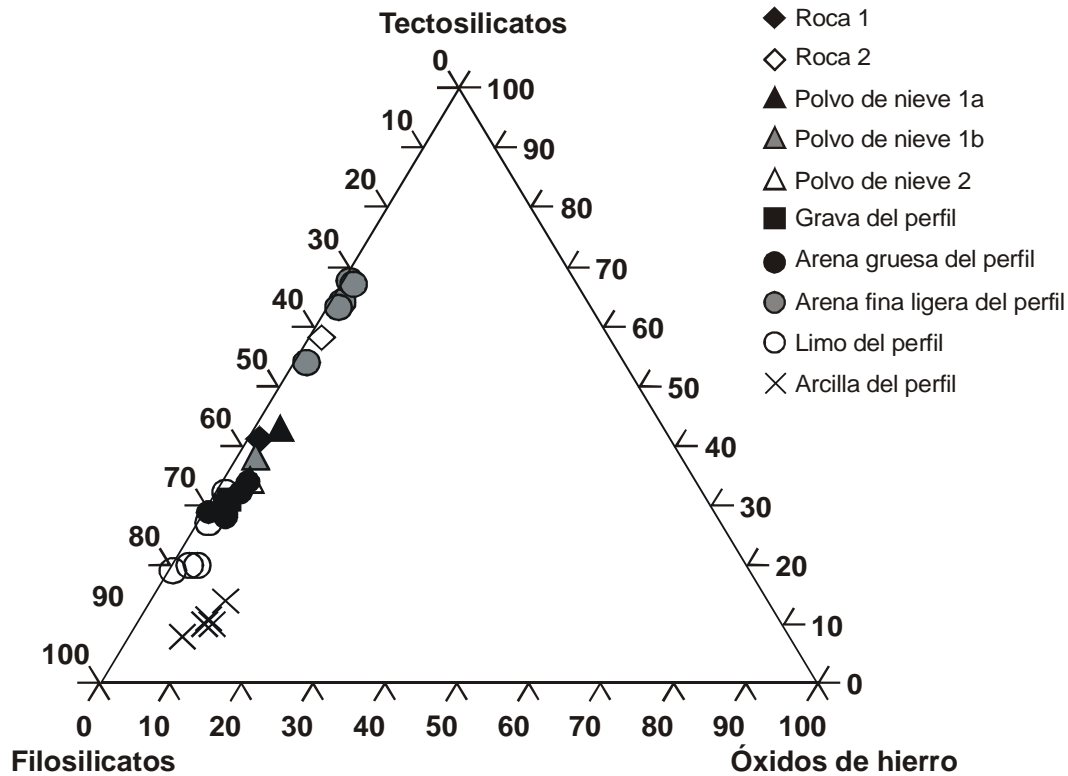
<sup>1</sup>Ponderada al espesor de los horizontes

#### III.2.2.2.2.- *Comentario general de la mineralogía del perfil P2*

A diferencia del perfil anterior P1, el perfil P2 está desarrollado sobre rocas ácidas metamórficas (micasquistos y cuarcitas) y su mineralogía está constituida principalmente por tectosilicatos y filosilicatos, mostrándose libre de carbonatos (Figura III.2.6). Cabe destacar que el polvo mineral de la nieve de Sierra Nevada sí muestra cierta cantidad de carbonatos en su composición mineralógica (Tabla III.2.6), que puede ser aportada al suelo en momentos de deshielo. Sin embargo, características de este perfil como su pH ácido o su elevado contenido en materia orgánica, lo hacen muy reactivo para dichas fases minerales. En concreto, la descomposición de la materia orgánica libera CO<sub>2</sub> al medio, formándose ácido carbónico que favorece la disolución de los carbonatos.

Las fases minerales reconocidas han sido los tectosilicatos cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, los filosilicatos clorita, interestratificados (fases entre 1,0 y 1,4 nm y/o 1,4 y 1,7 nm), illita, paragonita, caolinita y esmectita, los óxidos de hierro goethita y hematites y, en algún caso, los inosilicatos de doble cadena, anfíboles (Tablas III.2.4, III.2.5 y III.2.6).

Dentro del grupo de los tectosilicatos, el cuarzo es el mineral más abundante, tanto en las rocas como en las fracciones granulométricas del perfil P2. La abundancia de este mineral se caracteriza por seguir una tendencia de aumento con el incremento del tamaño de partícula, si bien los máximos los presenta la fracción arena fina ligera (Figura III.2.7).



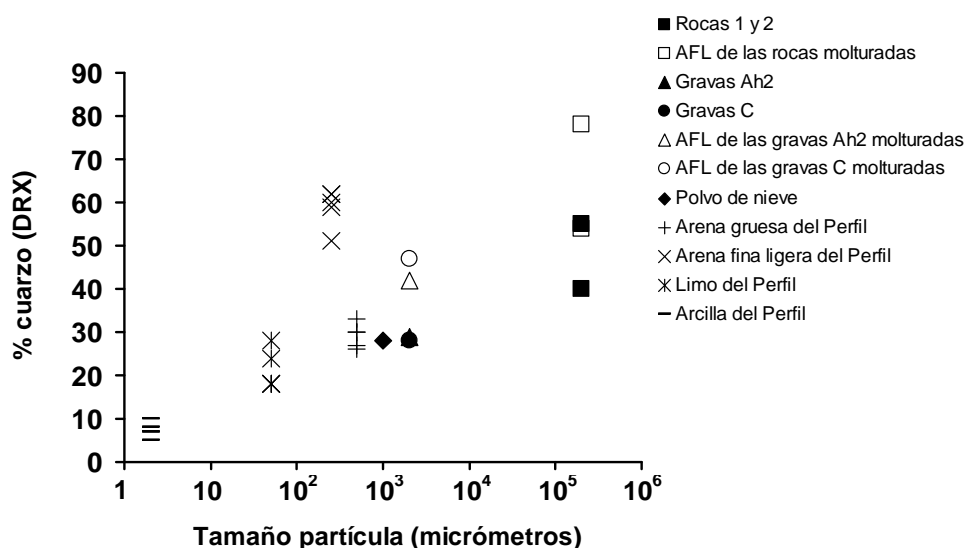
**Figura III.2.6.-** Representación en el triángulo Tectosilicatos-Filosilicatos-Óxidos de hierro, de la composición mineralógica de las rocas, del polvo de nieve y de las distintas fracciones granulométricas de cada horizonte en el perfil P2.

Las mayores proporciones de cuarzo en la arena fina ligera se deben a dos causas: 1) a la herencia por fragmentación del cuarzo desde la roca madre (Martín-García, 1994), ya que el tamaño de cristal de este mineral en los micaesquistos y cuarcitas está en torno a los 100  $\mu\text{m}$  (Puga, 1976; Martín-García *et al.*, 2004); y 2) al enriquecimiento de fases ligeras durante la separación densimétrica con bromoformo ( $\rho_{\text{bromoformo}} = 2,83 \text{ g/cm}^3$ ;  $\rho_{\text{cuarzo}} = 2,65 \text{ g/cm}^3$ ).

Dentro de los filosilicatos, la illita (mica potásica) es el mineral principal (Tabla III.2.6), heredado desde los materiales originales del perfil P2.

Es de destacar que la caolinita no aparece en las rocas del afloramiento y sí lo hace en el suelo, haciéndose muy abundante en la fracción arcilla (proporciones que oscilan entre el 6 y el 15%) (Tabla III.2.6). Este hecho redonda

en la idea de que se trata de un mineral neoforado en el suelo, donde se dan las condiciones geoquímicas necesarias para su formación. En este sentido el análisis de la solución del suelo, y su estudio en los diagramas de estabilidad (mostrado en secciones posteriores), muestra cómo la caolinita es estable en este suelo. La neoforación de caolinita en el medio edáfico de Sierra Nevada ha sido descrita por Delgado (1980), Martín-García (1994) y Martín-García *et al.* (1998, 2004). Este mineral también aparece en las muestras de Polvo de nieve (cuantificado dentro del grupo de filosilicatos, Tabla III.2.5), lo que indicaría que una parte de la caolinita del suelo tendrá un carácter heredado, aportado durante los periodos de deshielo o de lluvia.



**Figura III.2.7.-** Contenido de cuarzo (DRX) en los materiales originales y fracciones grava, arena gruesa, arena fina ligera (AFL), limo y arcilla del perfil P2.

Al igual que la caolinita, la esmectita no aparece en las rocas y sí en el suelo, pudiendo originarse tanto por neoforación como por transformación a partir de la illita (Martín-García *et al.*, 1998), aunque también puede tener un origen heredado ya que está presente en el polvo mineral de la nieve de Sierra Nevada (Tabla III.2.5).

Finalmente, el grupo de los óxidos de hierro está representado por hematites y goethita en todas las muestras del perfil P2, siendo esta última la fase mineral más abundante (Tabla III.2.4). Mientras que hematites mantiene su abundancia relativamente constante, en el perfil y en las distintas fracciones, goethita alcanza sus mayores proporciones (10% en valor medio) en la fracción arcilla (Tabla III.2.4). Ambas fases minerales tienen un doble carácter: heredado,



ya que están presentes en el material parental de este perfil (Rocas y Polvo de nieve), y neoforado por las mayores proporciones de goethita en la fracción arcilla del suelo. Una mayor actividad del medio edáfico, puesta de manifiesto por la presencia de otros minerales neofrados (caolinita y esmectita), o por las relativamente elevadas cantidades de formas libres de Fe y Al en la tierra fina (ver secciones posteriores), favorecerá la precipitación de formas de hierro en el suelo (Martín-García *et al.*, 2004).

El contenido de los distintos minerales es muy constante hacia la profundidad del perfil en todas las fracciones granulométricas. Esto se debe a que se trata de un suelo relativamente joven y esquelético, sobre el que la edafogénesis no ha actuado intensamente. El hecho de la relativa escasa evolución lo corrobora el alto contenido en gravas, de micaesquistos y cuarcitas, reconocido en sus horizontes (Tabla III.1.6), que han sido originadas por la acción de los procesos de crioclastia sobre los afloramientos rocosos, y posterior depósito a modo de derrubios. Otros caracteres que ponen de manifiesto el poco desarrollo de este suelo son, por ejemplo, su secuencia de horizontes (Ah1, Ah2, Ah3, AC y C), en la que no existen horizontes subsuperficiales dominados por la alteración, su bajo contenido en arcilla (una media inferior al 20%), o los colores litocrómicos de sus horizontes. Aún así, la presencia de minerales neofrados (caolinita, esmectita y óxidos de hierro) en la fracción arcilla de la tierra fina pone de manifiesto cierta actividad edafológica del medio en el que se ha desarrollado este perfil. Esta situación ya fue reconocida por Martín-García *et al.*, (2004) en suelos de montaña de poco desarrollo, clasificados como *Orthents* (*Entisols*), también localizados en el Parque Nacional de Sierra Nevada.

### **III.2.2.3.- Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas de Sierra Nevada (perfil SR2)**

#### **III.2.2.3.1.- Resultados mineralógicos**

La composición mineralógica de este perfil es mostrada en las Tablas III.2.7 y III.2.8.

#### Roca madre

Este perfil se localiza en la Loma de las Cunas de los Cuartos, aproximadamente 3 km al sureste de Güejar Sierra, en Sierra Nevada.

Al igual que el perfil P2, los materiales sobre los que se desarrolla el perfil SR2 se encuentran dentro de la denominada Unidad de las Yeguas del Manto

del Veleta (Díaz de Federico y Puga, 1980). Se trata de derrubios, principalmente de micaesquistos y cuarcitas, procedentes de la fragmentación de los afloramientos rocosos circundantes al perfil, considerándose a éstos como roca madre de SR2. Como en el caso del perfil P2, el material sólido atrapado en la nieve será aportado al suelo en momentos de deshielo. Por esta razón, también se considera material original para este perfil (Tabla III.2.5).

**Tabla III.2.7.- Mineralogía DRX (%) del perfil SR2.**

Muestra	A.F.L. <sup>1</sup> (%)	Minerales									
		Qz	FdK	Plag	Anf	Fil <sup>2,3</sup>	Clor	Gt	Hm	Cal	Dol
<b>Rocas</b>											
Roca 1		62	1	1	0	23	10	2	1	0	0
Roca 2		62	2	1	0	26	7	1	1	0	0
<b>A.F.L. Rocas molturadas</b>											
Roca 1		72	1	1	0	18	7	1	<1	0	0
Roca 2		73	2	1	0	18	5	1	<1	0	0
<b>Grava</b>											
Bt		46	2	1	0	44	2	3	2	0	0
<b>A.F.L. Grava molturada</b>											
Bt		50	2	1	0	43	2	1	1	0	0
<b>Arena gruesa</b>											
Ap		58	1	0	0	27	6	5	3	0	0
AB		55	1	0	0	30	5	7	2	0	0
Bt		45	1	0	0	43	6	3	2	0	0
BCt1		57	2	0	0	31	5	3	2	0	0
BCt2		54	2	0	0	32	7	3	2	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>51</b>	<b>2</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>35</b>	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Arena fina ligera</b>											
Ap	90,0	68	1	1	0	25	3	1	1	0	0
AB	93,0	58	1	<1	0	37	1	2	1	0	0
Bt	89,0	62	2	<1	0	32	2	1	1	0	0
BCt1	96,0	66	1	2	0	26	2	2	1	0	0
BCt2	96,0	68	1	2	0	24	4	1	<1	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>	<b>93,0</b>	<b>65</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>29</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Limo</b>											
Ap		33	2	0	0	59	4	1	1	0	0
AB		41	3	0	0	49	3	2	2	0	0
Bt		39	3	0	0	52	3	2	1	0	0
BCt1		35	3	0	0	55	3	3	1	0	0
BCt2		35	2	0	0	55	4	3	1	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>37</b>	<b>3</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>54</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Arcilla</b>											
Ap		11	2	1	0	83		2	1	0	0
AB		10	3	<1	0	82		5	<1	0	0
Bt		7	1	<1	0	85		4	3	0	0
BCt1		7	1	<1	0	84		7	1	0	0
BCt2		5	1	<1	0	85		4	5	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>7</b>	<b>1</b>	<b>tr</b>	<b>0</b>	<b>84</b>		<b>5</b>	<b>3</b>	<b>0</b>	<b>0</b>

Abreviaturas.- AFL: arena fina ligera; Qz: cuarzo; FdK: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Anf: anfíboles; Fil: filosilicatos; Clor: clorita; Gt: goethita; Hm: hematites; Cal: calcita; Dol: dolomita; tr: trazas (detectable pero difícilmente cuantificable); <1: por debajo del límite de detección.

<sup>1</sup>Porcentaje respecto al total de arena fina; <sup>2</sup>Filosilicatos en el sentido de Schultz (1964): esmectita, caolinita, illita, paragonita e interstratificados; <sup>3</sup>En el caso de la fracción arcilla, Filosilicatos incluye además clorita; <sup>4</sup>Ponderada al espesor de los horizontes.

La mineralogía de las Rocas de los afloramientos circundantes está caracterizada, mayoritariamente, por cuarzo (62% en ambas Rocas) y filosilicatos (principalmente illita y paragonita) (23% en la Roca 1 y 26% en la Roca 2). El resto de minerales aparecen en proporciones inferiores al 5%, salvo la clorita cuya abundancia es ligeramente mayor (10% para la Roca 1 y 7% para la Roca 2) (Tabla III.2.7).

El contenido en cuarzo de más del 50% y el de filosilicatos menor del 50% (Tabla III.2.7), evidencia que ambas rocas se clasifiquen como cuarcitas micáceas (Winkler, 1978). Esta situación puede deberse a la permanencia de materiales más resistentes, frente a la erosión, en los afloramientos rocosos muestreados.

La fracción arena fina ligera de las rocas de los afloramientos rocosos adyacentes a este perfil, obtenida por molturación y posterior tamizado y separación densimétrica, se supone similar a la aportada al suelo por la actuación de los procesos de meteorización física. Se caracteriza por una mineralogía dominada por cuarzo y filosilicatos (illita y paragonita) (Tabla III.2.7). Las mayores proporciones de cuarzo, en relación a la roca total, se deben a la concentración de las fases ligeras tras la separación densimétrica realizada y a la herencia desde la roca madre, donde el tamaño de cristal del cuarzo está en torno a los 100 micrómetros (Puga, 1976; Martín-García *et al.*, 2004). Este efecto se manifiesta igualmente en el descenso relativo de las proporciones del grupo de los filosilicatos (Tabla III.2.7).

#### Fracción grava

Las gravas seleccionadas en el horizonte Bt de este perfil muestran una mineralogía dominada por cuarzo y filosilicatos (principalmente illita y paragonita), ambos con porcentajes muy similares entre sí, cercanos al 45%. El resto suponen proporciones inferiores al 5% (Tabla III.2.7).

La fracción arena fina ligera de estas gravas molturadas tiene una mineralogía dominada por cuarzo (50%) y filosilicatos (illita y paragonita) (43%). El resto de minerales reconocidos se muestran con porcentajes inferiores al 5% (Tabla III.2.7).

El relativo aumento de la proporción de cuarzo, respecto al contenido en la muestra total, puede deberse a su concentración tras la separación densimétrica realizada.

### Fracción arena gruesa

En esta fracción granulométrica la fase mineral más abundante, en valor medio, es el cuarzo, presente en un 51%. Le siguen los filosilicatos (esmectita, caolinita, illita, paragonita e interestratificados) (35%) y la clorita (6%) cuantificado aparte. El resto de minerales reconocidos (feldespato potásico, goethita y hematites) aparecen con proporciones inferiores al 5% (Tabla III.2.7).

El cuarzo se caracteriza por tener valores superiores al 50% en todo el perfil, salvo en el horizonte Bt en el que se presenta con un porcentaje del 45%. Por su parte, los filosilicatos también mantienen constantes sus proporciones (valores próximos al 30%), salvo en el horizonte Bt donde aumentan hasta el 43% (Tabla III.2.7).

### Fracción arena fina ligera

Al igual que en la fracción arena gruesa, en la arena fina ligera los minerales más abundantes (en valor medio) son cuarzo (65%) y los filosilicatos (esmectita, caolinita, illita, paragonita e interestratificados) (29%). El resto representan menos del 5% (Tabla III.2.7).

Las proporciones minerales de la arena fina ligera se mantienen relativamente constantes en todos los horizontes del perfil SR2, no observándose variaciones bruscas de las mismas (Tabla III.2.7).

### Fracción limo

La fase mineral más abundante del limo está representada por el grupo de los filosilicatos (esmectita, caolinita, illita, paragonita e interestratificados), con un 54% en valor medio. Le sigue el cuarzo, con un 37% y el resto (feldespato potásico, el filosilicato clorita, goethita y hematites) con porcentajes inferiores al 5% (Tabla III.2.7).

Todos los valores se mantienen constantes a lo largo del perfil. Mientras que los laminares alcanzan su máxima proporción (59%) en el horizonte superior (Ap), el cuarzo tiene su máximo valor (41%) en el horizonte AB (Tabla III.2.7).

### Fracción arcilla

La mineralogía de esta fracción granulométrica está mayoritariamente representada por filosilicatos, con un valor medio del 84%; para el cuarzo la media es del 7% y el resto de minerales se encuentran en proporciones iguales o inferiores al 5% (Tabla III.2.7).

Mientras que los filosilicatos mantienen su proporción constante a lo largo de todo el perfil, el cuarzo experimenta un ligero descenso en profundidad, desde 11%, en el horizonte superior, a 5%, en el horizonte más profundo (Tabla III.2.7).

Los filosilicatos están representados principalmente por illita (59% en valor medio). Los siguientes minerales más abundante son caolinita (17%), interestratificados (9%), clorita (8%) y paragonita (6%). La esmectita es minoritaria (1%) (Tabla III.2.8).

**Tabla III.2.8.-** Mineralogía DRX (%) de los filosilicatos de la fracción arcilla del perfil SR2.

<b>Horizonte</b>	<b>Clor</b>	<b>Int</b>	<b>III</b>	<b>Par</b>	<b>Cao</b>	<b>Esm</b>
<b>Ap</b>	8	7	68	6	10	1
<b>AB</b>	9	8	63	4	15	1
<b>Bt</b>	7	9	61	8	13	2
<b>BCt1</b>	7	9	59	7	17	1
<b>BCt2</b>	9	8	51	5	26	1
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>8</b>	<b>9</b>	<b>59</b>	<b>6</b>	<b>17</b>	<b>1</b>

Abreviaturas.- Clor: clorita; Int: interestratificados (fases entre 1,0 y 1,4 nm y/o 1,4 y 1,7 nm); III: illita; Par: paragonita; Cao: caolinita; Esm: esmectita.

<sup>1</sup>Ponderada al espesor del horizonte

Todos los minerales mantienen sus valores constantes a lo largo del perfil, aunque se observa un leve descenso en profundidad del porcentaje de illita y un claro aumento en el de caolinita (Tabla III.2.8).

#### III.2.2.3.2.- *Comentario general de la mineralogía del perfil SR2*

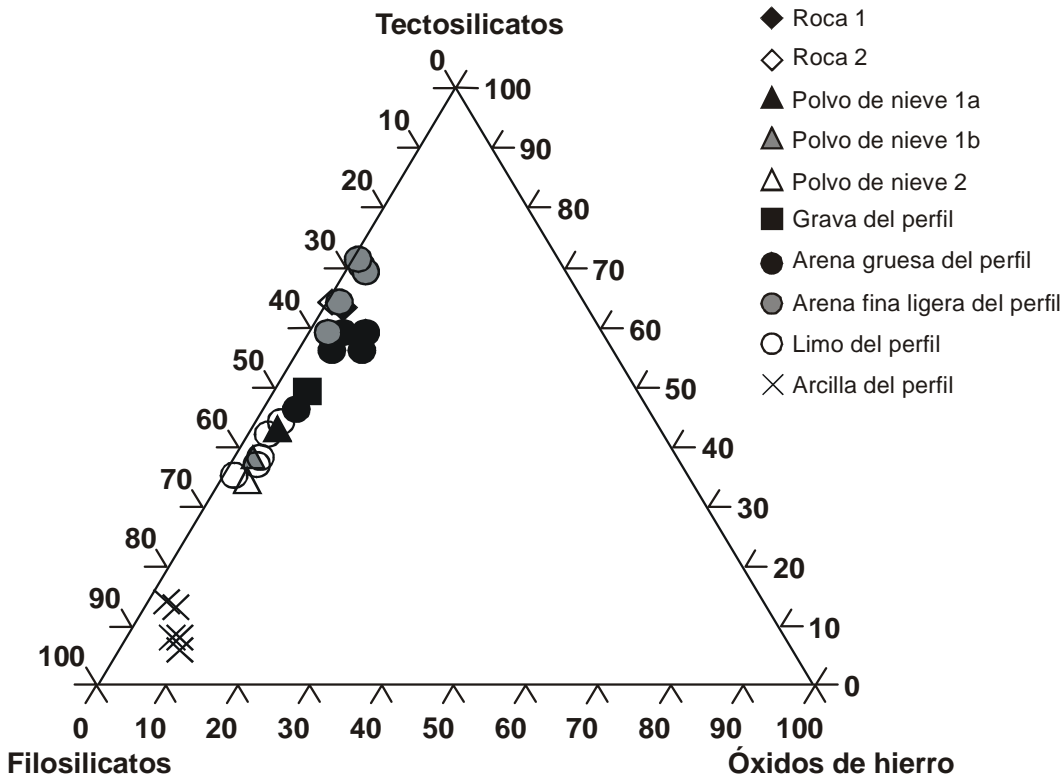
Al igual que el perfil P2, el perfil SR2 ha evolucionado sobre derrubios de micaesquistos y cuarcitas, por lo que la mineralogía del perfil está representada, mayoritariamente, por tectosilicatos y filosilicatos (Tablas III.2.7 y III.2.8).

El cuarzo es el tectosilicato mayoritario, tanto en las rocas madre como en las distintas fracciones granulométricas del perfil (Tabla III.2.7), y su contenido tiende a aumentar con el aumento del tamaño de partícula (Figura III.2.8). Aún así, los mayores porcentajes se registran en la arena fina ligera, favorecida por la herencia por fragmentación de las rocas madre (Puga, 1976; Martín-García *et al.*, 2004) y por la separación densimétrica.

La illita, dentro del grupo de los filosilicatos, es el mineral predominante (Tabla III.2.8), y los óxidos de hierro (goethita y hematites) presentan, en



Cabe destacar que todas las fracciones granulométricas del suelo presentan un relativo enriquecimiento en óxidos de hierro (Tabla III.2.7 y Figura III.2.9). Esta situación no se reconoce en la arena fina ligera debido, entre otros, a la separación densimétrica realizada, que permite minimizar la presencia de estas fases mineralógicas pesadas.



**Figura III.2.9.-** Representación en el triángulo Tectosilicatos-Filosilicatos-Óxidos de hierro, de la composición mineralógica de las rocas, del polvo de nieve y de las distintas fracciones granulométricas de cada horizonte en el perfil SR2.

Parte de estas fases minerales en el suelo son heredadas desde los materiales originales (Rocas y Polvo de nieve), pero sus proporciones mayores en determinadas fracciones granulométricas de la tierra fina, arcilla principalmente (Tabla III.2.7), hacen pensar en procesos de neoformación que permitan explicar su mayor abundancia en el suelo. La mayor evolución edafológica de este perfil, en comparación con el perfil P2, se pone también de manifiesto por las mayores cantidades de formas libres de Fe y Al que caracterizan a su tierra fina (ver secciones posteriores). Los periodos estacionales de mayor humedad del suelo (régimen de humedad *xeric*), junto con la menor pendiente del perfil SR2 (20% frente al 49% del perfil P2), pueden favorecer una mayor acción de los procesos hidrolíticos en el seno del suelo. A su vez, se favorece la reducción estacional del Fe y su precipitación en el suelo

como formas de hierro. Estos procesos han sido sugeridos por Barahona, Delgado y Linares (1982) y Martín-García *et al.* (1998) en suelos de Sierra Nevada, asumiendo que parte de los óxidos de hierro de las fracciones del suelo son de carácter neoformado.

#### **III.2.2.4.- Suelo Rojo sobre conglomerados del Llano de la Perdiz (perfil P3)**

##### **III.2.2.4.1.- Resultados mineralógicos**

La mineralogía de las distintas fracciones estudiadas en el perfil P3 se muestra en las Tablas III.2.9 y III.2.10.

##### Sedimento original

Los materiales de la Formación Alhambra, sobre los que se ha desarrollado el perfil P3, son sedimentos detríticos gruesos (conglomerados y arenas) ligados a abanicos aluviales del Plioceno-Pleistoceno (Lupiani *et al.*, 1985), procedentes de la denudación de Sierra Nevada.

Las fases minerales encontradas en estos sedimentos han sido cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, filosilicatos (principalmente illita, paragonita, y clorita), hematites, goethita, calcita y dolomita. Analizando esta mineralogía por fracciones granulométricas se observa que el cuarzo es mayoritario en las fracciones grava, arena gruesa y arena fina ligera, mientras que los filosilicatos (esmectita, caolinita, illita, paragonita; y clorita) lo son en las fracciones limo y arcilla. El resto de minerales muestran porcentajes cercanos o inferiores al 5%, salvo la dolomita cuya concentración es cercana al 20% en las fracciones grava, arena fina ligera y limo (Tabla III.2.9).

El contenido en cuarzo varía con el tamaño de grano de las partículas de este sedimento. Así, experimenta un ligero aumento desde la fracción grava (42%) hasta la arena fina ligera (49%), para posteriormente ser menos abundante en las fracciones limo (21%) y arcilla (12%). El aumento relativo en la arena fina ligera (49%) puede deberse a la concentración de las fases menos densas tras la separación densimétrica (Tabla III.2.9).

En la fracción arcilla del sedimento original el grupo de filosilicatos alcanza su mayor proporción (77%) (Tabla III.2.9). Dicho grupo mineral está representado, de mayor a menos abundancia por illita (45%), esmectita (30%), paragonita (11%), clorita (8%) y caolinita (6%).



De las fases carbonatadas, la dolomita es la única significativamente importante en las fracciones grava (21%), arena fina ligera (15%) y limo (21%) del sedimento original del perfil P3 (Tabla III.2.9).

Tabla III.2.9.- Mineralogía DRX (%) del perfil P3.

Muestra	A.F.L. <sup>1</sup> (%)	Minerales									
		Qz	FdK	Plag	Anf	Fil <sup>2,3</sup>	Clor	Gt	Hm	Cal	Dol
<b>Sedimento original</b>											
Grava		42	8	1	0	19	1	<1	2	6	21
Arena gruesa		45	1	1	0	37	3	3	3	2	5
Arena fina ligera		49	1	5	0	25	2	1	<1	2	15
Limo		21	1	1	0	48	6	2	<1	tr	21
Arcilla		12	2	1	0	77		6	1	0	1
<b>A.F.L. Grava molturada</b>											
Sedimento original		35	5	3	0	14	1	1	4	9	28
<b>Grava</b>											
Bt		55	3	1	tr	34	2	3	1	<1	1
BCtg		74	1	1	0	21	1	2	tr	0	tr
<b>A.F.L. Grava molturada</b>											
Bt		58	1	2	0	32	2	3	1	<1	1
BCtg		74	1	tr	0	21	tr	2	1	0	1
<b>Arena gruesa</b>											
A		59	2	1	1	27	1	6	3	0	0
AB		61	1	2	<1	33	tr	3	0	0	0
Bt		57	1	1	0	36	1	3	1	0	0
Btg		63	1	<1	0	31	0	4	1	0	0
BCtg		62	2	1	0	32	1	2	<1	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>61</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>tr</b>	<b>32</b>	<b>1</b>	<b>3</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Arena fina ligera</b>											
A	90,5	81	1	2	0	15	0	1	tr	0	0
AB	89,9	81	2	3	0	11	1	2	0	0	0
Bt	91,4	73	4	1	0	19	1	1	1	0	0
Btg	92,1	81	2	1	1	13	<1	2	tr	0	0
BCtg	93,0	76	1	4	1	17	<1	1	0	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>	<b>91,7</b>	<b>78</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>16</b>	<b>&lt;1</b>	<b>1</b>	<b>&lt;1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Limo</b>											
A		43	2	2	1	49	1	1	1	0	0
AB		49	2	2	2	37	3	3	2	0	0
Bt		53	2	2	1	36	2	2	2	0	0
Btg		37	3	tr	2	51	2	5	0	0	0
BCtg		52	2	3	1	36	1	3	2	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>47</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>42</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Arcilla</b>											
A		7	1	1	0	81		7	3	0	0
AB		11	<1	<1	0	81		8	0	0	0
Bt		10	<1	tr	0	81		9	tr	0	0
Btg		9	1	1	0	78		11	0	0	0
BCtg		8	1	tr	0	78		13	0	0	0
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>9</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>79</b>		<b>10</b>	<b>tr</b>	<b>0</b>	<b>0</b>

Abreviaturas.- AFL: arena fina ligera; Qz: cuarzo; FdK: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Anf: anfíboles; Fil: filosilicatos; Clor: clorita; Gt: goethita; Hm: hematites; Cal: calcita; Dol: dolomita; tr: trazas (detectable pero difícilmente cuantificable); <1: por debajo del límite de detección.

<sup>1</sup>Porcentaje respecto al total de arena fina; <sup>2</sup>Filosilicatos en el sentido de Schultz (1964): esmectita, caolinita, illita, paragonita e interestratificados; <sup>3</sup>En el caso de la fracción arcilla, Filosilicatos incluye además clorita;

<sup>4</sup>Ponderada al espesor de los horizontes.

La arena fina ligera de las gravas del sedimento original del perfil P3, procedente de su molturación y posterior tamizado y separación densimétrica, se caracteriza por una composición mineral dominada por cuarzo (35%), dolomita (28%) y filosilicatos (illita, paragonita y trazas de caolinita) (14%). El resto de minerales, salvo la calcita con un 9%, se presentan con valores iguales o inferiores al 5% (Tabla III.2.9).

Se trata de valores muy similares a los de la totalidad de la grava del sedimento, observándose que la separación física, por molturación, y densimétrica no han aportado variaciones relevantes en los porcentajes de las fases minerales ligeras.

#### Fracción grava

La mineralogía de las gravas de dos de los horizontes (Bt y BCtg) del perfil P3 está dominada por cuarzo y filosilicatos (principalmente illita y paragonita, mientras que interestratificados, esmectita y caolinita aparecen en cantidades traza). El resto de fases minerales tienen proporciones inferiores al 5% (Tabla III.2.9).

Cabe destacar que estas gravas presentan mayor proporción de cuarzo que las gravas del sedimento sobre el que se ha desarrollado el perfil P3 y además, el contenido en cuarzo es superior en las gravas del horizonte más profundo (74% frente al 55%) (Tabla III.2.9). Esta situación se debe al enriquecimiento selectivo del mineral cuarzo por alteración de las gravas desde el sedimento. Al tratarse de un suelo muy evolucionado los minerales más resistentes son los que permanecen en él, entre ellos el cuarzo.

La arena fina ligera de las gravas molturadas de los horizontes seleccionados muestra una composición mineral similar, y con la misma tendencia, a la de la totalidad de la grava (Tabla III.2.9).

En este caso, la separación densimétrica no aporta ninguna variación en las proporciones de los minerales ligeros.

#### Fracción arena gruesa

En la fracción arena gruesa, el mineral más abundante del perfil es el cuarzo, con un valor medio del 61%. Le siguen en abundancia los filosilicatos (illita y paragonita) (32%), mientras que el resto aparecen en porcentajes inferiores al 5% o en cantidades traza (Tabla III.2.9).

Todos los horizontes se caracterizan por presentar valores constantes en las proporciones minerales, no existiendo variaciones significativas.

#### Fracción arena fina ligera

Igual que en el caso anterior, el cuarzo, con un 78% de valor medio, es el mineral más abundante en esta fracción granulométrica, seguido en abundancia por el grupo de los filosilicatos (illita y paragonita) (16%). El resto se encuentran en proporciones inferiores al 5% (Tabla III.2.9).

Todos los horizontes se caracterizan por presentar valores constantes en las proporciones minerales, no existiendo variaciones significativas.

#### Fracción limo

El cuarzo es el mineral mayoritario, en valor medio, en la fracción limo de este perfil (47%), seguido, con un valor muy cercano, por los filosilicatos (principalmente illita y paragonita) (42%). El resto de las fases minerales presentes lo hacen en proporciones inferiores al 5% (Tabla III.2.9).

En este caso, los minerales mayoritarios (cuarzo y filosilicatos) presentan una tendencia contraria entre sí a lo largo del perfil. Mientras que en el horizonte superior tienen proporciones similares, el cuarzo experimenta un ligero aumento en el horizonte AB (pasa del 43% al 49%) mientras que los filosilicatos sufren un descenso en su proporción (de un 49% a un 37%) (Tabla III.2.9).

Estos valores se mantienen constantes en profundidad, salvo en el horizonte Btg, donde el cuarzo está representado por su menor porcentaje (37%) y los filosilicatos alcanzan su mayor concentración (51%) (Tabla III.2.9).

#### Fracción arcilla

En este caso, los filosilicatos representan mayoritariamente a la fracción arcilla con un valor medio del 79%. Goethita (10%) y cuarzo (9%) son los siguientes minerales más abundantes. El resto aparecen con proporciones del 1% o en cantidades traza (Tabla III.2.9).

Las proporciones minerales son constantes en todo el perfil, aunque filosilicatos y cuarzo presentan sus valores más altos en los horizontes superiores y goethita en los inferiores (Tabla III.2.9).

Los filosilicatos más abundantes, en valores medios, son illita (45%) y caolinita (30%) (Tabla III.2.10). Clorita representa el 12% de este grupo mineral y el resto aparecen con valores cercanos, o inferiores, al 5% (Tabla III.2.10).

La illita muestra su mayor porcentaje (70%) en el horizonte A. Posteriormente disminuye su abundancia en profundidad hasta el 37% en el horizonte más profundo. Al contrario le ocurre a la caolinita, que presenta su valor más bajo (12%) en el horizonte superior y luego aumenta su proporción hasta alcanzar un 36% en el horizonte más profundo. La clorita, con un 5% en el horizonte A, aumenta su porcentaje a partir del horizonte AB (10%) manteniendo su abundancia constante en el resto del perfil (Tabla III.2.10).

**Tabla III.2.10.-** Mineralogía DRX (%) de los filosilicatos de la fracción arcilla del perfil P3.

<b>Horizonte</b>	<b>Clor</b>	<b>Int</b>	<b>Ill</b>	<b>Par</b>	<b>Cao</b>	<b>Esm</b>
<b>A</b>	5	5	70	3	12	5
<b>AB</b>	10	7	50	3	26	4
<b>Bt</b>	16	6	42	<1	29	7
<b>Btg</b>	12	3	45	3	32	5
<b>BCtg</b>	10	6	37	2	36	9
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>12</b>	<b>5</b>	<b>45</b>	<b>2</b>	<b>30</b>	<b>6</b>

Abreviaturas.- Clor: clorita; Int: interestratificados (fases entre 1,0 y 1,4 nm y/o 1,4 y 1,7 nm); Ill: illita; Par: paragonita; Cao: caolinita; Esm: esmectita; <1: por debajo del límite de detección.

<sup>1</sup>Ponderada al espesor del horizonte

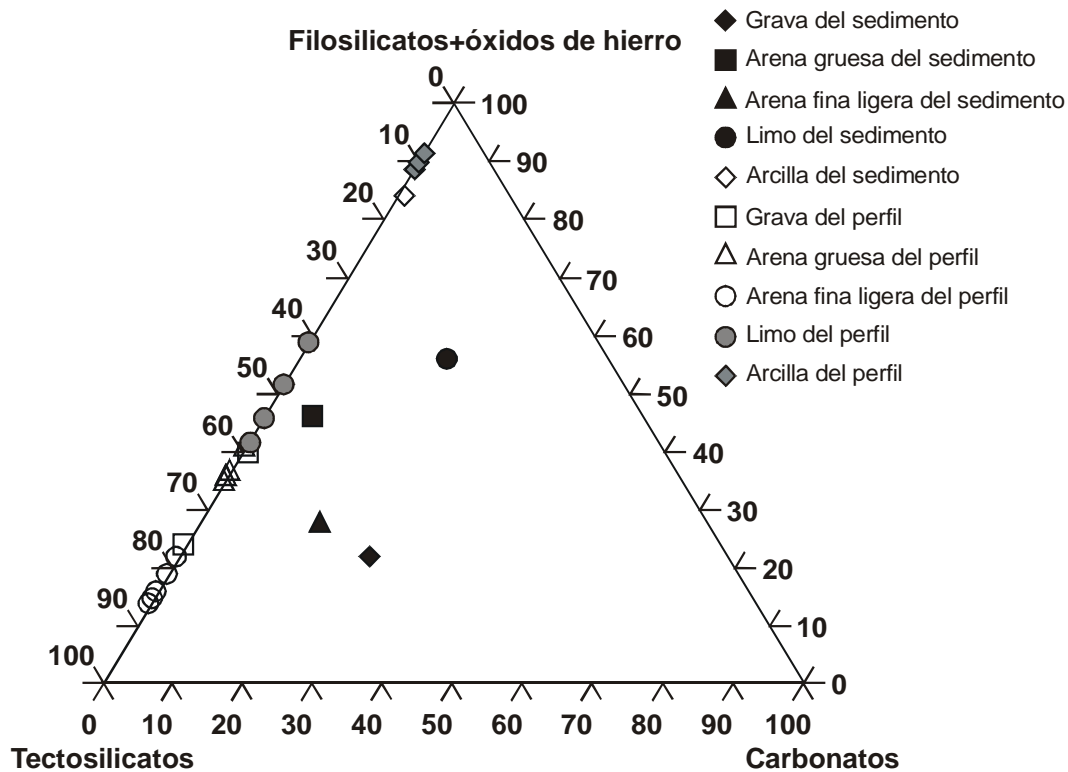
#### III.2.2.4.2.- *Comentario general de la mineralogía del perfil P3*

El perfil P3 representa a un suelo muy antiguo sometido a climas distintos a lo largo del tiempo. Entre los procesos edafogénicos que dan lugar al desarrollo de estos suelos se encuentra la decarbonatación de los materiales parentales, lo que ha hecho que descienda, de forma importante, la presencia de fases carbonatadas en la fracción grava de los horizontes e incluso que llegue a desaparecer en el resto de las fracciones granulométricas del perfil (Tabla III.2.9 y Figura III.2.10). De esta forma, calcita y dolomita sólo están presentes, de forma significativa, en las muestras procedentes del sedimento de la Formación Alhambra, salvo para su fracción arcilla, en la que estas fases minerales están mínimamente representadas (Tabla III.2.9 y Figura III.2.10).

Las proporciones minerales de las fracciones granulométricas del perfil P3 son prácticamente constantes en profundidad y similares a las descritas por Delgado *et al.* (1990) en un suelo, también fersialítico, de la Formación Alhambra.

Dentro del grupo de los tectosilicatos el cuarzo es el mineral más abundante en todas las fracciones del perfil (Tabla III.2.9). Al igual que en los perfiles de Sierra Nevada, en este perfil se observa un aumento del porcentaje

de cuarzo con el aumento del tamaño de grano, siendo máximo en la fracción arena fina ligera de los horizontes del perfil (Figura III.2.11).

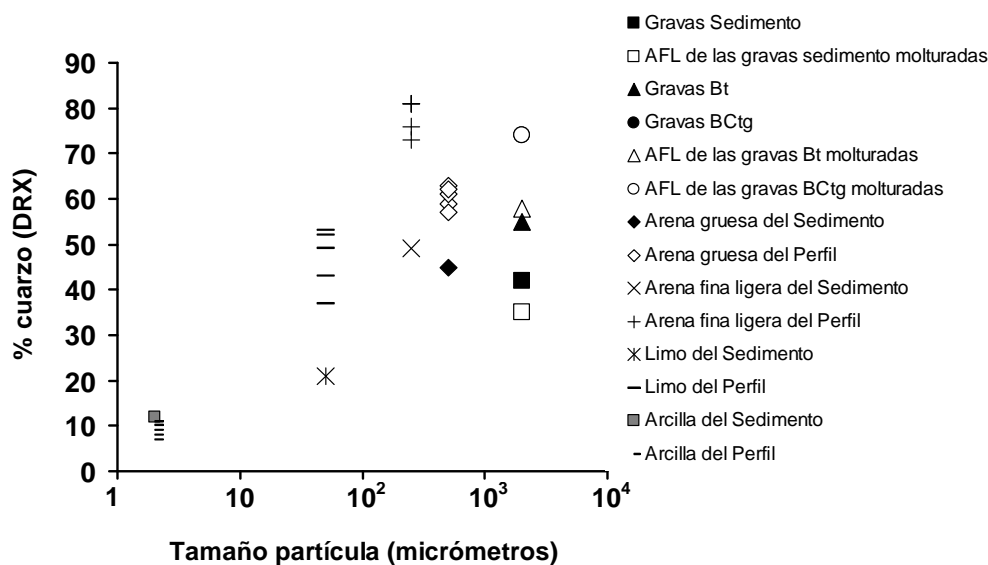


**Figura III.2.10.-** Representación en el triángulo Filosilicatos+óxidos de hierro-Tectosilicatos-Carbonatos, de la composición mineralógica de las distintas fracciones granulométricas de las rocas madre y de cada horizonte, en el perfil P3.

Cabe destacar que el contenido en cuarzo de cualquiera de las fracciones de los horizontes, siempre (salvo en el caso de la arcilla) es superior al de las distintas fracciones del sedimento y de las gravas molturadas (Figura III.2.11).

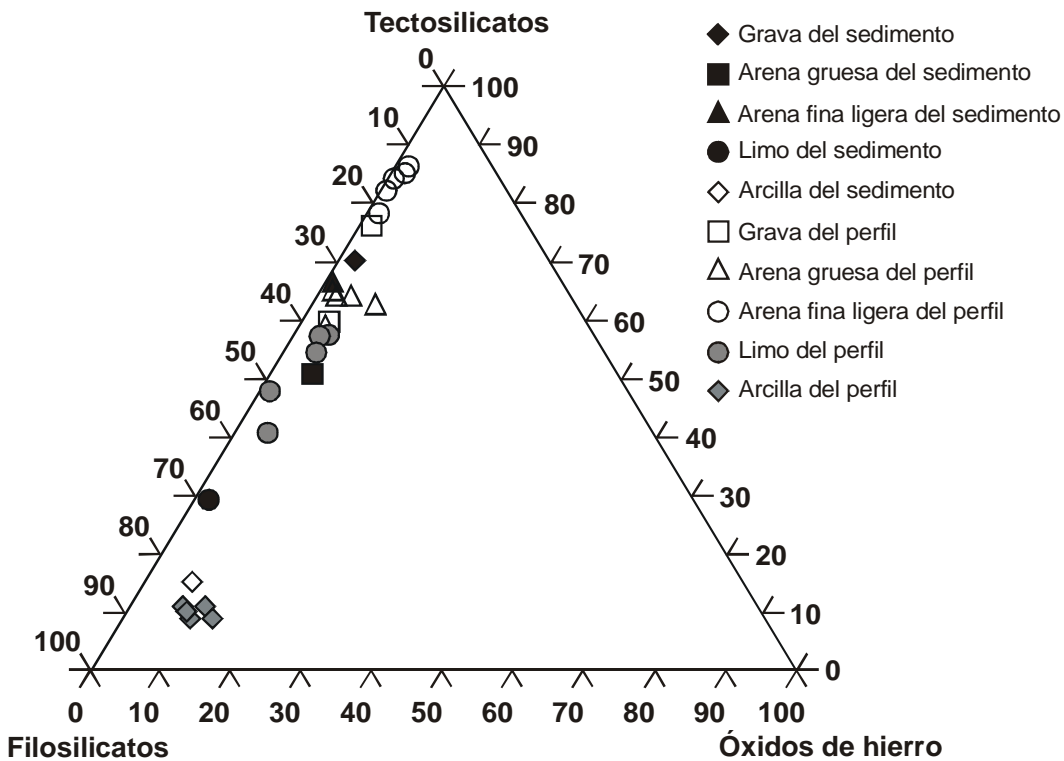
La illita y la caolinita son, dentro de los filosilicatos de la fracción arcilla del perfil, los minerales más abundantes (Tabla III.2.10). La illita presenta similares proporciones en la arcilla del sedimento y en la fracción arcilla de la tierra fina, lo que puede poner de manifiesto su carácter heredado en el suelo. Sin embargo, la caolinita experimenta, en la fracción arcilla del perfil, un acusado aumento de su proporción con respecto al material original (30%, en valor medio, frente al 6%). Además, esta concentración aumenta hacia los horizontes más profundos (Tabla III.2.10). Los diagramas de estabilidad de la solución del suelo (ver secciones posteriores) muestran que los horizontes del perfil son estables en el campo de la caolinita, aunque se encuentran cercanos al límite con la montmorillonita en el caso de los cationes  $K^+$  y  $Na^+$ . A la luz de estos datos se

deduce un carácter principalmente neoformado para la caolinita, siendo datos similares a los reconocidos por Delgado *et al.* (1990); una parte de la caolinita es heredada del material parental sobre el que se ha desarrollado este perfil, ya que es un mineral presente en los sedimentos de la Formación Alhambra. Cabe destacar que el contenido de este mineral en el perfil P3 es más elevado que en el resto de los perfiles estudiados. Su mayor proporción con respecto a la del suelo rojo de Sierra Nevada (perfil SR2) puede interpretarse mediante dos situaciones, no excluyentes entre sí: 1) que exista un ambiente edafocímico más favorable para la neoformación de este mineral; y/o 2) que la edad del perfil P3 sea mayor que la del perfil SR2, acumulándose así mayor cantidad de caolinita. La esmectita es un mineral principalmente transformado a partir de la illita pero también puede neoformarse desde la solución del suelo, como queda demostrado en los diagramas de estabilidad (ver secciones posteriores), o puede ser heredada, pues está presente en el sedimento original del perfil.



**Figura III.2.11.-** Contenido de cuarzo (DRX) en las fracciones grava, arena gruesa, arena fina ligera (AFL), limo y arcilla del sedimento original y del perfil P3.

Los porcentajes de óxidos de hierro en el perfil P3 son relativamente mayores que los reconocidos en el sedimento original (Tabla III.2.9 y Figura III.2.12). Además, la proporción de estas fases minerales es muy elevada en la fracción arcilla del perfil y aumenta hacia los horizontes más profundos (Tabla III.2.9). Al igual que el suelo estudiado por Delgado *et al.* (1990), en P3 los contenidos de goethita son elevados, llegando a ser del 10% (en valor medio) en la fracción arcilla (Tabla III.2.9).



**Figura III.2.12.-** Representación en el triángulo Tectosilicatos-Filosilicatos-Óxidos de hierro, de la composición mineralógica de las distintas fracciones granulométricas de las rocas madre y de cada horizonte, en el perfil P3.

Aunque parte de los óxidos de hierro del perfil puedan haber sido heredados desde el sedimento original, estos datos, junto a los importantes procesos edafogénicos a los que este suelo ha sido sometido (decarbonatación, iluviación, rubefacción, etc), ponen de manifiesto que se trata de un suelo muy evolucionado y por lo tanto que parte de estas fases minerales pueden ser neoformadas en el ambiente edafocímico. Elementos que apoyan esta afirmación son la existencia de cútanos ferriarcilanes, a partir del horizonte AB y en profundidad (ver sección III.1.4 de esta Tesis Doctoral), y la presencia de fragmentos gruesos de naturaleza esquistosa y cuarcítica muy alterados. En la composición mineralógica de dichos fragmentos gruesos se ha reconocido caolinita (cuantificada dentro del grupo de filosilicatos), mineral principalmente neoformado que pone en evidencia la elevada alteración de estas gravas. Las concentraciones de óxidos de hierro en profundidad reflejan procesos de rubefacción y de ilimerización de dichas formas de hierro asociadas a las arcillas (Duchaufour, 1977; Bornand, 1978). Por su parte, las elevadas concentraciones de goethita indican la existencia de largos períodos húmedos para el suelo (Guillet y Souchier, 1979): nótese, por ejemplo, que los mayores contenidos en

goethita en la fracción arcilla los presentan los horizontes con *gley* (11% en Btg y 13% en BCtg) (Tabla III.2.9).

### III.2.2.5.- *Fluvisol* de la Vega de Granada (perfil P4)

#### III.2.2.5.1.- Resultados mineralógicos

La composición mineralógica de los materiales del perfil P4 se muestra en las Tablas III.2.11 y III.2.12.

Tabla III.2.11.- Mineralogía DRX (%) del perfil P4.

Muestra	A.F.L. <sup>1</sup> (%)	Minerales									
		Qz	FdK	Plag	Anf	Fil <sup>2,3</sup>	Clor	Gt	Hm	Cal	Dol
<b>Sedimento original</b>											
Grava		31	1	1	0	29	2	1	1	1	33
Arena gruesa		20	1	1	0	23	2	1	1	6	45
Arena fina ligera		46	1	4	0	22	2	1	1	7	16
Limo		28	1	2	0	35	7	1	1	<1	25
Arcilla		6	13	1	0	62		2	2	10	4
<b>A.F.L. Grava molturada</b>											
Sedimento original		32	1	1	0	31	3	2	1	2	27
<b>Arena gruesa</b>											
Ap		13	1	3	0	32	3	1	2	12	33
C		39	1	2	0	25	2	1	tr	6	24
2Cg		39	2	1	0	18	2	1	2	6	29
3C1		39	1	2	0	20	2	1	2	6	27
4C2		38	1	1	0	29	1	1	2	7	20
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>31</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>0</b>	<b>25</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>8</b>	<b>28</b>
<b>Arena fina ligera</b>											
Ap	92,9	44	1	2	0	13	2	0	0	7	31
C	92,5	39	1	4	0	16	3	1	<1	6	30
2Cg	91,7	34	1	4	<1	12	2	2	tr	8	37
3C1	89,3	32	1	2	<1	9	1	1	1	4	49
4C2	89,8	31	1	2	<1	10	1	1	<1	7	47
<b>Media<sup>4</sup></b>	<b>91,5</b>	<b>37</b>	<b>1</b>	<b>3</b>	<b>tr</b>	<b>12</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>tr</b>	<b>6</b>	<b>38</b>
<b>Limo</b>											
Ap		30	2	2	1	44	6	1	1	0	13
C		33	3	2	0	33	6	1	1	3	18
2Cg		29	2	1	1	43	7	1	1	0	15
3C1		38	2	2	0	35	5	1	2	0	15
4C2		22	1	2	<1	40	3	1	1	0	30
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>31</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>39</b>	<b>6</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>16</b>
<b>Arcilla</b>											
Ap		7	1	1	0	76		4	3	6	2
C		4	1	2	0	77		7	3	3	3
2Cg		3	0	1	0	69		5	0	18	4
3C1		8	0	3	0	56		5	tr	20	8
4C2		5	0	3	0	68		5	tr	15	4
<b>Media<sup>4</sup></b>		<b>6</b>	<b>&lt;1</b>	<b>2</b>	<b>0</b>	<b>70</b>		<b>5</b>	<b>1</b>	<b>12</b>	<b>4</b>

Abreviaturas.- AFL: arena fina ligera; Qz: cuarzo; FdK: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Anf: anfíboles; Fil: filosilicatos; Clor: clorita; Gt: goethita; Hm: hematites; Cal: calcita; Dol: dolomita; tr: trazas (detectable pero difícilmente cuantificable); <1: por debajo del límite de detección.

<sup>1</sup>Porcentaje respecto al total de arena fina; <sup>2</sup>Filosilicatos en el sentido de Schultz (1964): esmectita, caolinita, illita, paragonita e interestratificados; <sup>3</sup>En el caso de la fracción arcilla, Filosilicatos incluye además clorita;

<sup>4</sup>Ponderada al espesor de los horizontes.



### Sedimento original

Los materiales sobre los que se desarrolla este suelo están formados por sedimentos aluviales procedentes de la actividad fluvial, actual o relativamente reciente (Holoceno), del río Genil y sus afluentes. Se trata de materiales detríticos depositados sobre la Depresión de Granada y alimentados por los materiales de los relieves circundantes a la misma, con especial importancia los procedentes de Sierra Nevada.

El sedimento fluvial de la Vega de Granada está representado, en su mayoría, por dolomita, cuarzo y filosilicatos (principalmente illita y paragonita) en las fracciones granulométricas mayores de 2 micras. Por su parte, la fracción arcilla está dominada por filosilicatos (esmeclita, caolinita, illita, paragonita, interestratificados y clorita) (62%), seguidos de feldespato potásico (13%) y calcita (10%). El resto de fases minerales se encuentra en proporciones cercanas o inferiores al 5% (Tabla III.2.11). Los filosilicatos de la fracción arcilla de este sedimento están representados, de mayor a menor abundancia, por illita (46%), esmeclita (25%), interestratificados (fases entre 1,0 y 1,4 nm y/o 1,4 y 1,7 nm) (12%), clorita y caolinita (ambos con un 6%) y paragonita (5%).

La mineralogía de la arena fina ligera de las gravas molturadas del sedimento del río Genil, conserva similares porcentajes que los de la muestra total (Tabla III.2.11).

### Fracción arena gruesa

Las especies minerales mayoritarias, en valor medio, en esta fracción granulométrica son cuarzo (31%), dolomita (28%) y las pertenecientes al grupo de los filosilicatos (illita y paragonita) (25%). La calcita es la siguiente en abundancia (8%) y el resto de minerales aparecen en proporciones inferiores al 5% (Tabla III.2.11).

El cuarzo presenta su mínimo valor en el horizonte Ap (13%), pero seguidamente experimenta un brusco aumento en el horizonte C (39%) para mantener constante su proporción en profundidad. Por su parte, la dolomita, los filosilicatos y la calcita tienen una tendencia contraria: alcanzan su máximo valor en el horizonte superior (33%, 32% y 12%, respectivamente) y posteriormente descienden en el horizonte C (24%, 25% y 6%, respectivamente), manteniendo sus proporciones relativamente constantes en el resto del perfil (Tabla III.2.11).

### Fracción arena fina ligera

En este caso, cuarzo y dolomita son los minerales más abundantes, en valor medio, representados por un 37% y 38%, respectivamente. Le siguen en abundancia los filosilicatos (principalmente illita y paragonita, con trazas de caolinita) (12%) y calcita (6%). El resto aparecen con porcentajes inferiores al 5% o en cantidades traza (Tabla III.2.11).

Los porcentajes de cuarzo y dolomita siguen, con la profundidad, tendencias contrarias entre sí: mientras que el primero alcanza su máximo valor en el horizonte superior (44%) para luego disminuir progresivamente a lo largo del perfil, la dolomita experimenta un aumento progresivo en su abundancia hacia los horizontes más profundos. Los filosilicatos y la calcita, en cambio, mantienen relativamente constantes sus proporciones (Tabla III.2.11).

### Fracción limo

En el limo dominan, en valores medios, los filosilicatos (illita paragonita y caolinita) (39%), seguidos de cuarzo (31%), dolomita (16%) y el filosilicato clorita (6%) cuantificado aparte. El resto constituyen menos del 5% (Tabla III.2.11).

El grupo de los filosilicatos tiene una tendencia de subidas y bajadas de su porcentaje a lo largo del perfil, aunque sin variaciones muy importantes de los valores (Tabla III.2.11). Esta tendencia en “dientes de sierra” con la profundidad es típica en las propiedades de los horizontes de fluvisoles.

Por su parte, cuarzo y dolomita mantienen valores muy similares en todos los horizontes salvo en el más profundo, donde cuarzo experimenta un descenso (de 38% a 22%) y dolomita un aumento de su proporción (de 15% a 30%) (Tabla III.2.11).

### Fracción arcilla

En este perfil la mineralogía, en valores medios, de la fracción arcilla está representada, mayoritariamente, por filosilicatos (70%), seguidos de calcita (12%) y cuarzo (6%). El resto aparecen con proporciones cercanas o inferiores al 5% (Tabla III.2.11).

Los filosilicatos experimentan un ligero descenso de su proporción en el horizonte 3C1 (Tabla III.2.11). La calcita es mayoritaria, a partir del horizonte 2Cg, en los horizontes más profundos. Este brusco aumento, junto con el cambio textural reconocido, puede ser indicativo de la existencia de una discontinuidad

litológica entre C y 2Cg (ver sección III.1.5 de esta Tesis Doctoral). Por su parte, el cuarzo mantiene sus contenidos relativamente constantes (Tabla III.2.11).

Dentro de los filosilicatos en la fracción arcilla, la illita (42%) es el mineral más abundante (en valor medio). Le sigue en abundancia esmectita (35%) y caolinita (10%). El resto aparecen con valores cercanos al 5% (Tabla III.2.12).

**Tabla III.2.12.-** Mineralogía DRX (%) de los filosilicatos de la fracción arcilla del perfil P4.

<b>Horizonte</b>	<b>Clor</b>	<b>Int</b>	<b>Ill</b>	<b>Par</b>	<b>Cao</b>	<b>Esm</b>
<b>Ap</b>	5	1	35	3	6	50
<b>C</b>	4	11	33	4	7	41
<b>2Cg</b>	6	4	51	5	20	14
<b>3C1</b>	6	0	51	4	11	28
<b>4C2</b>	5	7	43	5	5	35
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>5</b>	<b>4</b>	<b>42</b>	<b>4</b>	<b>10</b>	<b>35</b>

Abreviaturas.- Clor: clorita; Int: interestratificados (fases entre 1,0 y 1,4 nm y/o 1,4 y 1,7 nm); Ill: illita; Par: paragonita; Cao: caolinita; Esm: esmectita.

<sup>1</sup>Ponderada al espesor del horizonte

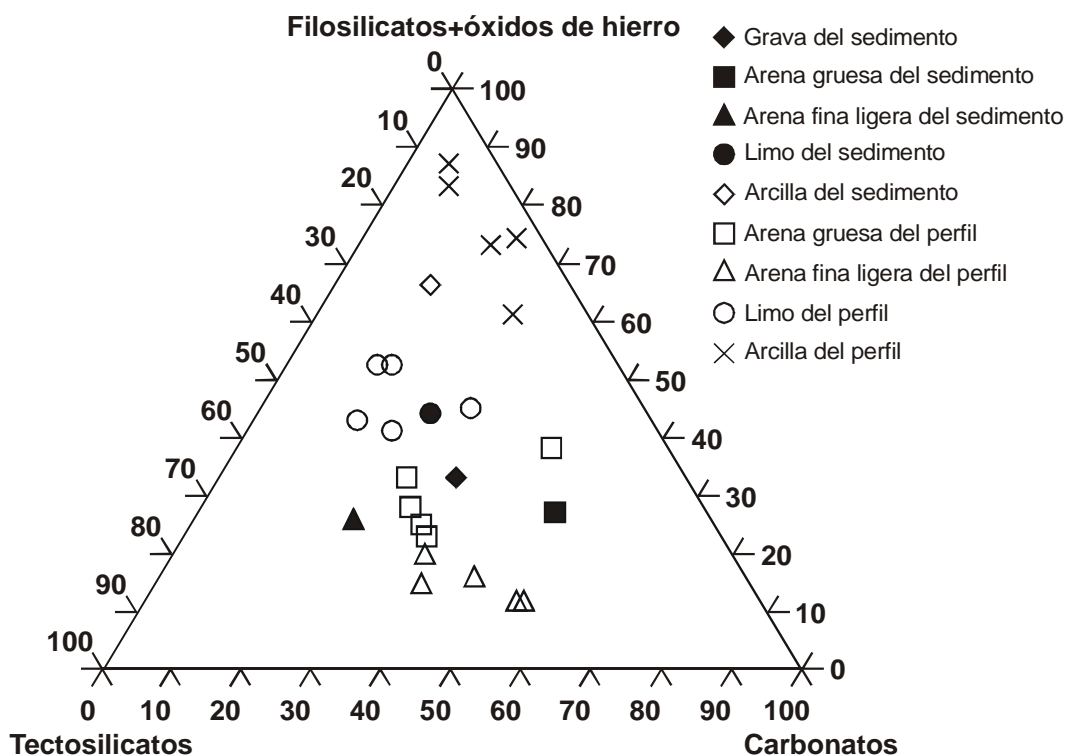
La illita tiene una tendencia oscilante en profundidad, alcanzando su mayor proporción en los horizontes 2Cg y 3C1 (51%). La esmectita disminuye desde el 50%, en el horizonte Ap, al 14%, en el horizonte 2Cg. Posteriormente aumenta en los dos horizontes más profundos. La tendencia de la caolinita es contraria a esta última: aumenta progresivamente hasta el horizonte 2Cg, donde alcanza su máximo valor (20%), y luego desciende en profundidad hasta el 5% en el horizonte 4C2 (Tabla III.2.12).

Los cambios bruscos en la abundancia de las fases minerales del grupo de filosilicatos se localizan en el horizonte 2Cg, pudiendo ser reflejo de la discontinuidad litológica reconocida, definida por la existencia de un cambio textural con un importante aumento del porcentaje de las fracciones granulométricas más finas (limo y arcilla) (Tabla III.1.18).

#### III.2.2.5.2.- Comentario general de la mineralogía del perfil P4

Este perfil se corresponde con un suelo joven desarrollado sobre materiales aluviales, depositados por el curso fluvial del río Genil, en la Vega de Granada. Por esta razón, la mineralogía de sus horizontes es reflejo de la de los sedimentos originales, no existiendo extremas diferencias entre los constituyentes minerales de los mismos (Tablas III.2.11 y III.2.12).

Los materiales del perfil P4 se caracterizan por una composición mineral dominada por cuarzo, filosilicatos y dolomita; el carácter carbonatado de este perfil queda mostrado en la Figura III.2.12.



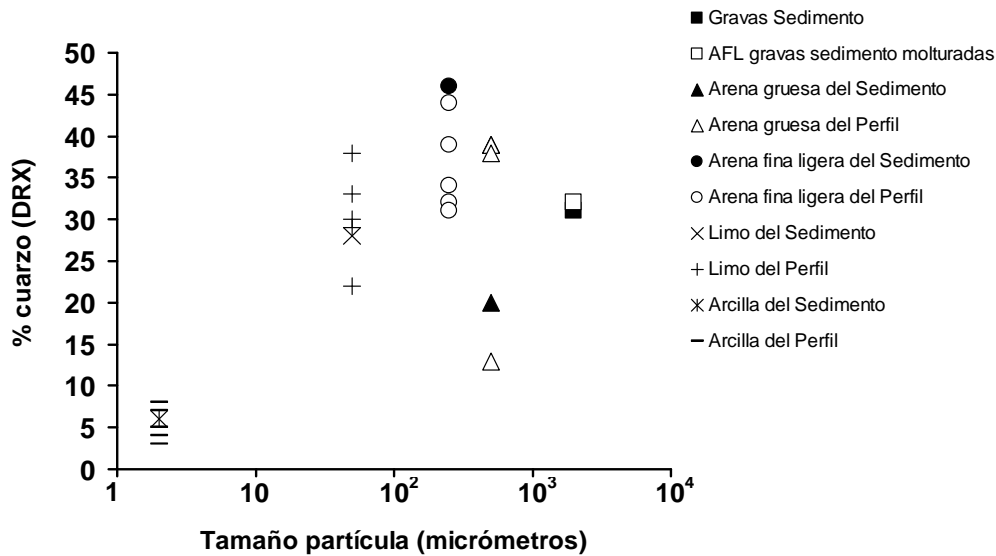
**Figura III.2.12.-** Representación en el triángulo Filosilicatos+óxidos de hierro-Tectosilicatos-Carbonatos, de la composición mineralógica de las distintas fracciones granulométricas de las rocas madre y de cada horizonte, en el perfil P4.

Al igual que en el resto de los perfiles, el cuarzo es el mineral más abundante dentro del grupo de los tectosilicatos (Tabla III.2.11). La concentración de esta fase mineral se mantiene dentro de un mismo rango en todos los materiales estudiados, salvo en la fracción arcilla donde no alcanza el umbral del 10%. Las mayores proporciones de cuarzo se reconocen en la fracción arena fina ligera, siendo máxima en la del sedimento original (Figura III.2.13).

El carácter detrítico de los sedimentos y la mínima actuación de los procesos edafogénicos sobre los mismos, favorece la heterogeneidad mineral del perfil.

A pesar de esta heterogeneidad general, cabe destacar que el análisis de la composición mineralógica ha permitido corroborar la discontinuidad litológica entre los horizontes C y 2Cg. Dicha discontinuidad, identificada por un cambio textural, se manifiesta a su vez por un cambio en la composición mineral de la

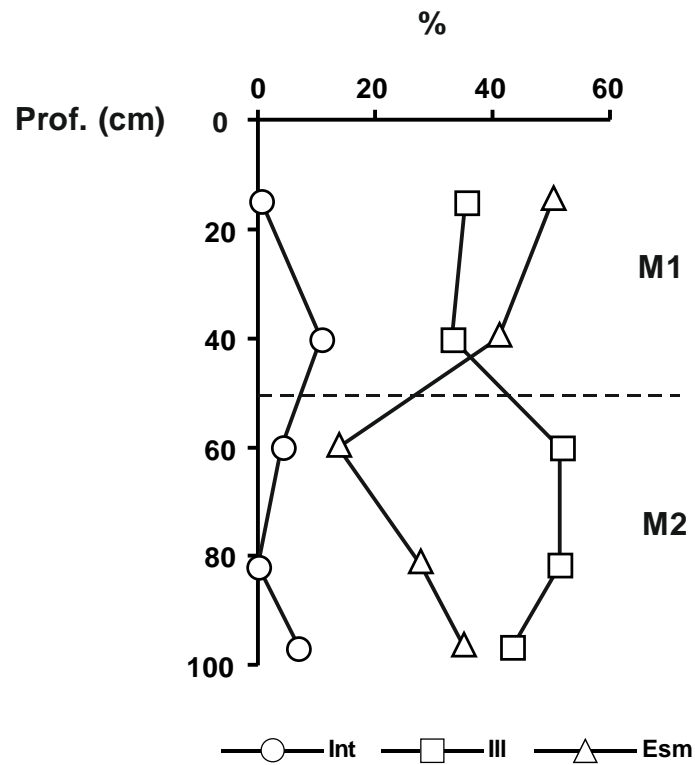
fracción arcilla, muy evidente en el caso del grupo de los filosilicatos. Mientras que interestratificados y esmectita experimentan un descenso en su proporción (mucho más evidente en esmectita) en el horizonte 2Cg, illita aumenta su abundancia en dicho horizonte (Figura III.2.14).



**Figura III.2.13.-** Contenido de cuarzo (DRX) en las fracciones grava, arena gruesa, arena fina ligera (AFL), limo y arcilla del sedimento original y del perfil P4.

Los valores de caolinita en el perfil son similares a los reconocidos en el sedimento original, por lo que cabe pensar que, aún siendo un mineral de carácter neoforado, en este caso está presente en el perfil por un proceso de herencia. Sin embargo, en el horizonte 2Cg la caolinita experimenta un importante aumento respecto a su proporción en el sedimento original. Las condiciones estagnicas, características de este horizonte, reflejan la situación estacional de encharcamiento de los materiales, pudiéndose favorecer así la neoforación de este mineral, tal y como queda reflejado en los diagramas de equilibrio de la solución del suelo (ver secciones posteriores).

Por su parte, la esmectita está presente, con valores relativamente elevados, tanto en la fracción arcilla del sedimento como en la de la tierra fina de los horizontes del perfil. Aún así, es en las muestras del perfil donde alcanza su mayor proporción (en valor medio) (Tabla III.2.12). Esta situación puede deberse, probablemente, a un cambio del área fuente de los sedimentos transportados por el río Genil y sus afluentes. Sin embargo, las condiciones de encharcamiento temporal reconocidas en este perfil permitirían también su neoforación en el medio.



**Figura III.2.14.-** Variación de los contenidos de interestratificados (Int), illita (Ill) y esmectita (Esm) de la fracción arcilla con la profundidad del perfil P4. Se diferencia también la discontinuidad litológica: D1 abarca los horizontes Ap y C; D2 incluye a 2Cg, 3C1 y 4C2.



### III.2.3.- ESTUDIO COMPARADO DE LA MINERALOGÍA DE LOS SUELOS

La mineralogía que caracteriza las distintas fracciones granulométricas de los perfiles estudiados (Tabla III.2.13; Figuras III.2.15 y III.2.16) permite diferenciar dos grupos de suelos: el de los suelos carbonatados (*Tierra Parda-P1* y *Fluvisol sobre materiales recientes-P4*) y el de los suelos no carbonatados (*Ranker-P2*, *Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas-SR2* y *Suelo Rojo sobre conglomerados-P3*).

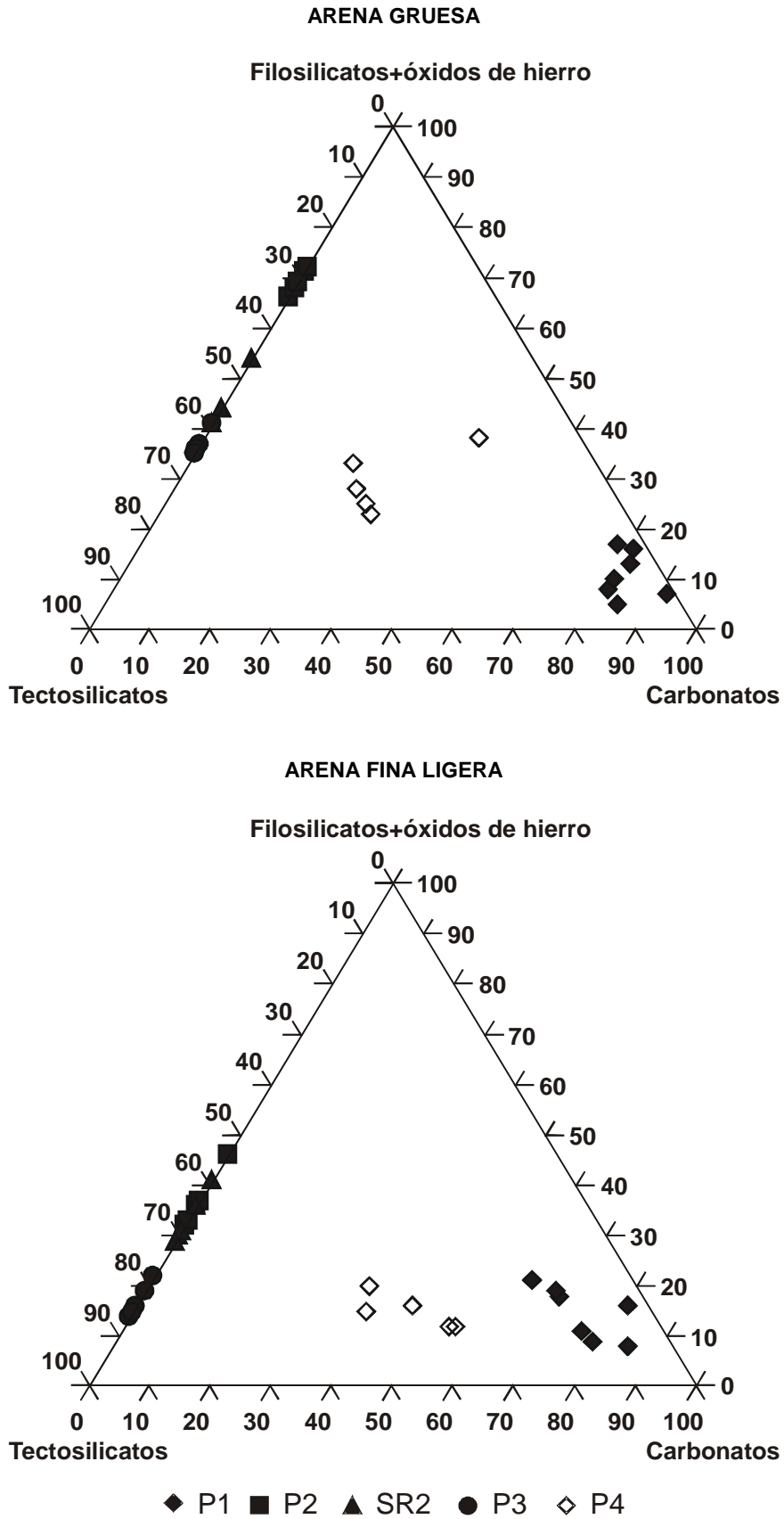
**Tabla III.2.13.-** Mineralogía DRX (%) de los perfiles estudiados por fracciones granulométricas (valores medios).

Perfil	Qz	FdK	Plag	Anf	Fil <sup>1,2</sup>	Clor	Gt	Hm	Cal	Dol
<b>P1</b>										
Arena gruesa	6	tr	tr	<1	8	tr	1	1	56	28
Arena fina ligera	10	1	1	1	11	tr	1	1	60	14
Limo	16	1	tr	tr	7	tr	<1	tr	62	14
Arcilla	3	1	1	0	56		2	2	33	2
<b>Media<sup>3</sup></b>	<b>9</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>&lt;1</b>	<b>21</b>	<b>tr</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>53</b>	<b>15</b>
<b>P2</b>										
Arena gruesa	29	1	1	0	62	3	3	1	0	0
Arena fina ligera	57	1	2	tr	35	3	2	tr	0	0
Limo	19	2	tr	0	69	7	2	1	0	0
Arcilla	8	2	2	0	78		10	1	0	0
<b>Media<sup>3</sup></b>	<b>28</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>tr</b>	<b>61</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>SR2</b>										
Arena gruesa	51	2	0	0	35	6	4	2	0	0
Arena fina ligera	65	1	1	0	29	2	1	1	0	0
Limo	37	3	0	0	54	3	2	1	0	0
Arcilla	7	1	tr	0	84		5	3	0	0
<b>Media<sup>3</sup></b>	<b>40</b>	<b>2</b>	<b>&lt;1</b>	<b>0</b>	<b>51</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>P3</b>										
Arena gruesa	61	1	1	tr	32	1	3	1	0	0
Arena fina ligera	78	2	2	1	16	<1	1	<1	0	0
Limo	47	2	2	1	42	2	3	1	0	0
Arcilla	9	1	1	0	79		10	tr	0	0
<b>Media<sup>3</sup></b>	<b>49</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>42</b>	<b>1</b>	<b>4</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>P4</b>										
Arena gruesa	31	1	2	0	25	2	1	2	8	28
Arena fina ligera	37	1	3	tr	12	2	1	tr	6	38
Limo	31	2	2	1	39	6	1	1	1	16
Arcilla	6	<1	2	0	70		5	1	12	4
<b>Media<sup>3</sup></b>	<b>26</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>&lt;1</b>	<b>37</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>7</b>	<b>22</b>

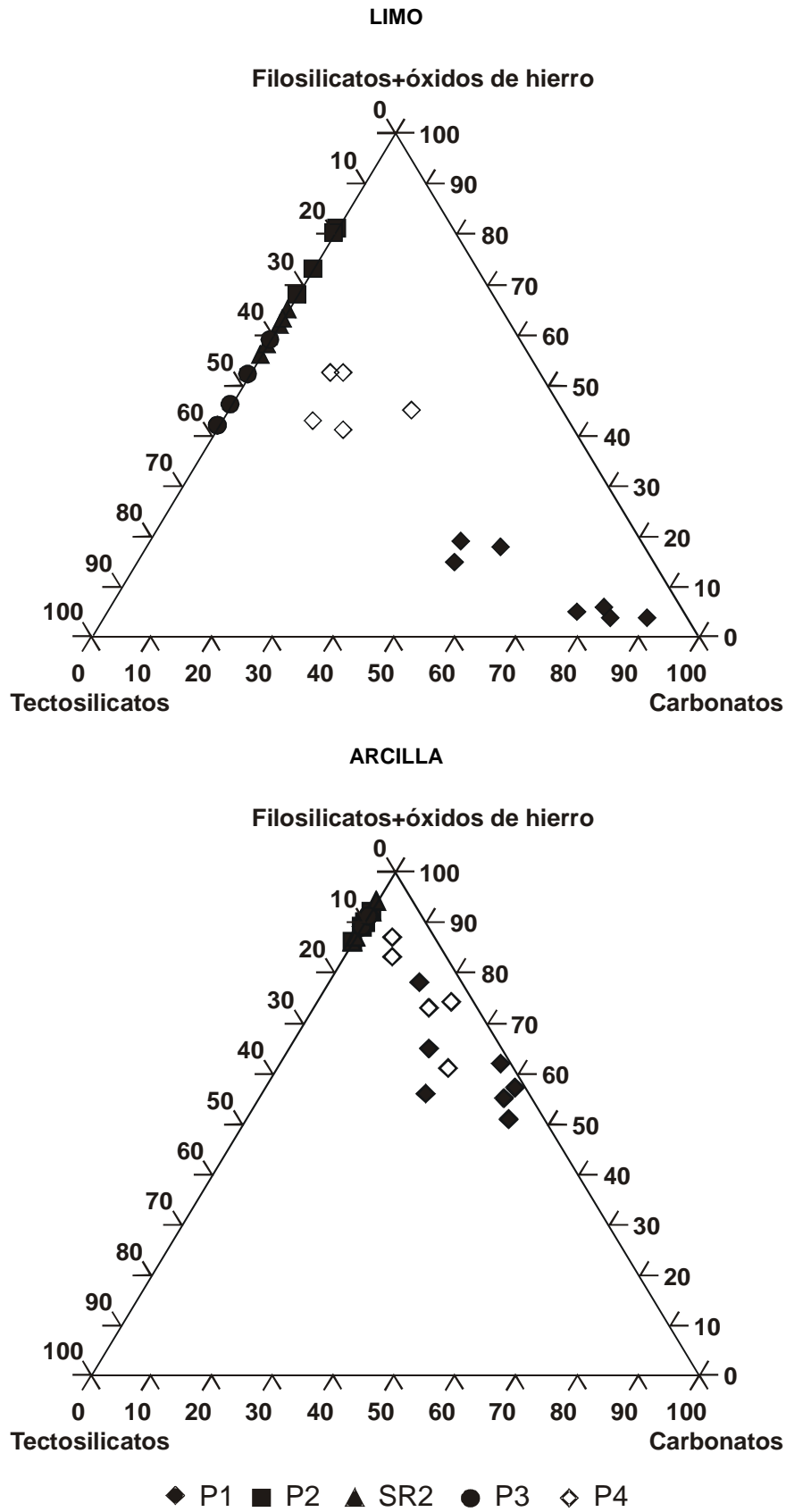
Abreviaturas.- AFL: arena fina ligera; Qz: cuarzo; FdK: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Anf: anfíboles; Fil: filosilicatos; Clor: clorita; Gt: goethita; Hm: hematites; Cal: calcita; Dol: dolomita; tr: trazas (detectable pero difícilmente cuantificable); <1: por debajo del límite de detección.

<sup>1</sup>Filosilicatos en el sentido de Schultz (1964): esmectita, caolinita, illita, paragonita e interstratificados; <sup>2</sup>En el caso de la fracción arcilla, Filo-silicatos incluye además clorita; <sup>3</sup>Media aritmética.





**Figura III.2.15.-** Representación en el triángulo Filosilicatos+óxidos de hierro-Tectosilicatos-Carbonatos de la composición mineralógica de las fracciones arena gruesa y arena fina ligera de los horizontes de los cinco perfiles estudiados.



**Figura III.2.16.-** Representación en el triángulo Filosilicatos+óxidos de hierro-Tectosilicatos-Carbonatos de la composición mineralógica de las fracciones limo y arcilla de los horizontes de los cinco perfiles estudiados.

A su vez, dentro del grupo de los carbonatados se distinguen dos subgrupos representados por el perfil P1, desarrollado sobre margas y derrubios de rocas carbonatadas, y el perfil P4, desarrollado sobre materiales sedimentarios recientes más heterogéneos. Estos últimos son también ricos en carbonatos, aunque menos que en P1 (Tabla III.2.13; Figuras III.2.15 y III.2.16), en consonancia con el carácter aluvial de su material de partida, que procede de los relieves circundantes al perfil, con especial importancia el de Sierra Nevada cuya naturaleza carbonatada se atribuye, principalmente, a los mármoles de la orla Alpujárride (Unidades del Manto del Trevenque y del Manto de las Víboras) (Díaz de Federico y Puga, 1980) y su naturaleza ácida a las unidades de los mantos Alpujárride y Nevado-Filábride. Además, el perfil P4 es más rico en tectosilicatos, filosilicatos y óxidos de hierro que el perfil P1 (Tabla III.2.13; Figuras III.2.15 y III.2.16), minerales procedentes principalmente de los micaesquistos y cuarcitas de las partes interiores de Sierra Nevada. Se caracteriza, al igual que el perfil P1, por una mineralogía principalmente heredada desde el material original, al tratarse de suelos jóvenes de escasa evolución.

La composición mineralógica representada en las Figuras III.2.15 y III.2.16 permite establecer semejanzas y diferencias a nivel de fracciones granulométricas. Así, las fracciones arena gruesa y arena fina ligera de los perfiles (Figura III.2.15) muestran una composición mineral similar entre sí, aunque con mayor proporción de tectosilicatos para la arena fina ligera. Esto es debido, en parte, a la separación densimétrica realizada. Por su parte, las fracciones granulométricas limo y arcilla de los perfiles se parecen entre sí respecto a la composición mineral, aunque la arcilla tiene un mayor contenido en filosilicatos y óxidos de hierro y algo menos de tectosilicatos y carbonatos que el limo (Figura III.2.16). A su vez, el limo muestra un contenido algo mayor de filosilicatos y menos carbonatos respecto a las fracciones granulométricas más gruesas (Figuras III.2.15 y III.2.16).

La composición mineral representada en las Figuras III.2.15 y III.2.16 permite también diferenciar, principalmente en las fracciones limo y arcilla, las discontinuidades litológicas reconocidas dentro del perfil P1 (ver sección III.1.1.4 de esta Tesis Doctoral), siendo más evidente la primera de ellas.

De los tectosilicatos, el cuarzo es el mineral más abundante en todos los perfiles y tiene un carácter principalmente heredado, ya que en parte procede de los materiales sobre los que se han desarrollado los mismos. En detalle se

observa que el contenido en cuarzo de los materiales del perfil P1 no supera el 20% (Tabla III.2.13), debido a la naturaleza carbonatada de la roca madre sobre la que se ha desarrollado, pobre en esta fase mineral. Proporciones similares de cuarzo han sido reconocidas en el residuo insoluble de los materiales carbonatados de este perfil (Tabla III.2.2), por lo que se piensa que este mineral procede, principalmente, del residuo insoluble mediante un mecanismo de herencia. Esta naturaleza autóctona del cuarzo, en suelos desarrollados sobre materiales carbonatados, ya ha sido reconocida por Delgado *et al.* (2003) en los materiales representativos de las *terrae rossae* del sur de España.

De todos los perfiles estudiados, SR2 y P3 son los que presentan mayor contenido en cuarzo (Tabla III.2.13). Esto se debe: 1) a la riqueza en cuarzo de sus materiales originales; y 2) a que son los suelos de mayor evolución, en los que permanecen los minerales más resistentes.

Por su parte, los perfiles P2 y P4 muestran porcentajes medios de cuarzo similares entre sí (28% para P2 y 26% para P4) (Tabla III.2.13). Aunque los materiales originales de estos perfiles son también ricos en cuarzo, el poco desarrollo de estos suelos favorece el que su composición mineralógica sea más heterogénea y más parecida a la de los materiales de partida. Si bien el cuarzo se ha considerado, en su mayor parte, un mineral heredado de los materiales sobre los que se han desarrollado estos perfiles, otros orígenes pueden ser también posibles para la presencia de este mineral en los suelos. Así, el transporte eólico, el aporte de material sólido por lluvia o nieve o incluso la recristalización *in situ* pueden ser mecanismos posibles en estos medios edafogénicos mediterráneos (Delgado *et al.*, 2003). El estudio morfosκόpicó mediante microscopía electrónica de barrido, mostrado en capítulos posteriores, permitirá concretar las hipótesis planteadas.

De los minerales del grupo de los filosilicatos, la illita es el más abundante en todos los suelos, salvo en P1, representado mayoritariamente por esmectita (Tabla III.2.14). El carácter heredado de la illita pone de manifiesto su procedencia desde el material original sobre el que se han desarrollado cada uno de los perfiles estudiados. En los perfiles en los que es más abundante (P2, SR2, P3 y P4) su presencia es coherente con una naturaleza común de los materiales parentales, procedentes, en último término, de las rocas de Sierra Nevada.

La esmectita, por su parte, es un mineral de la arcilla esencialmente heredado, aunque también puede ser transformado a partir de la illita, o neoforado en el ambiente geoquímico. En los perfiles P1 y P4 este mineral aparece con proporciones muy elevadas (Tabla III.2.14) y se considera que fundamentalmente tiene un carácter heredado al tratarse de suelos jóvenes en los que los procesos de neoforación y transformación no han debido actuar intensamente. En el caso de P1, la presencia de esta fase mineral, con un porcentaje tan elevado (Tabla III.2.14), viene controlada por la naturaleza del material parental sobre el que se ha desarrollado el perfil, principalmente en lo que respecta a sus horizontes inferiores, ya que se trata de una marga con elevadas cantidades de esta fase mineral. En el perfil P4 este mineral es fundamentalmente heredado, pues está presente en grandes cantidades en el material original (25% en los sedimentos del río Genil), aunque puede tener, en parte, un carácter neoforado ya que se dan condiciones favorables para la neoforación mineral, tal y como lo ponen de manifiesto determinadas características del perfil (por ejemplo, condiciones estagnicas del horizonte 2Cg) y los diagramas de estabilidad de la solución del suelo, que muestran a los horizontes del perfil dentro del campo de estabilidad de la montmorillonita en el sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$  (ver secciones posteriores).

**Tabla III.2.14.-** Mineralogía DRX (%) de los filosilicatos de la fracción arcilla (valores medios) de los perfiles estudiados.

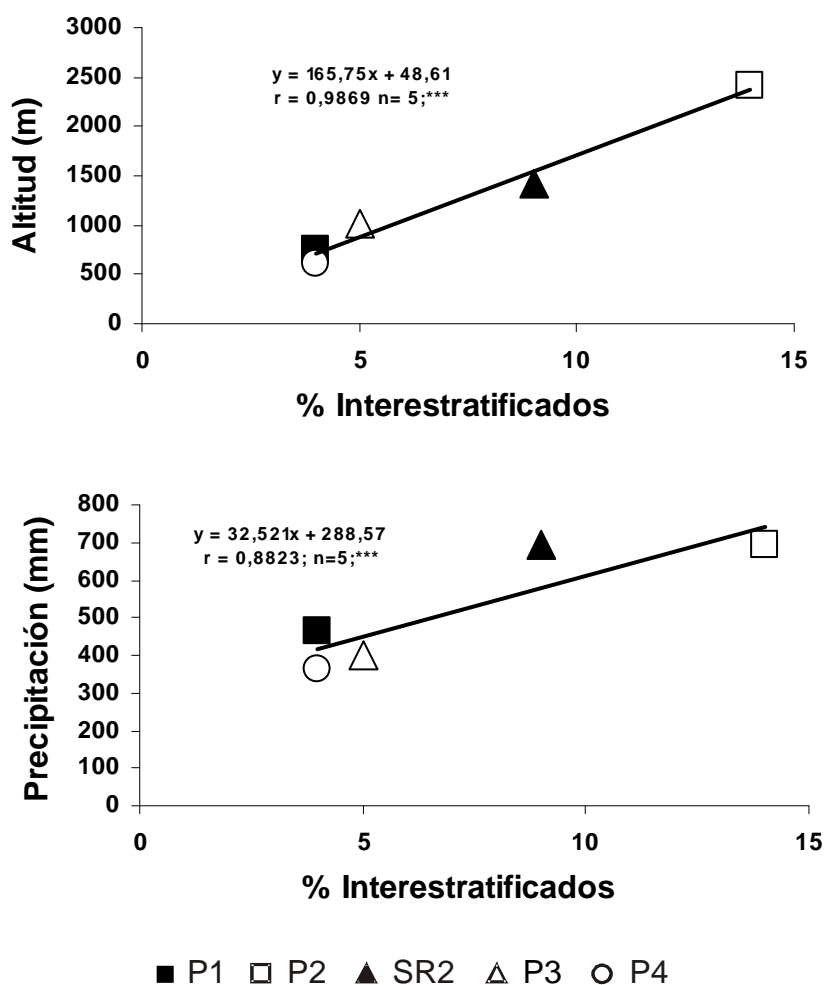
<b>Horizonte</b>	<b>Clor</b>	<b>Int</b>	<b>Ill</b>	<b>Par</b>	<b>Cao</b>	<b>Esm</b>
<b>P1</b>	5	4	24	2	6	59
<b>P2</b>	5	14	59	5	9	8
<b>SR2</b>	8	9	59	6	17	1
<b>P3</b>	12	5	45	2	30	6
<b>P4</b>	5	4	42	4	10	35

Abreviaturas.- Clor: clorita; Int: interestratificados (fases entre 1,0 y 1,4 nm y/o 1,4 y 1,7 nm); Ill: illita; Par: paragonita; Cao: caolinita; Esm: esmectita.

En los perfiles SR2 y P3 la caolinita es muy abundante (Tabla III.2.14), teniendo un carácter principalmente neoforado. Estos perfiles son los más evolucionados de los estudiados en esta Tesis Doctoral, y muestran caracteres que favorecen los procesos de neoforación mineral, tal y como además lo ponen de manifiesto los diagramas de estabilidad de la solución del suelo (ver secciones posteriores).

En cualquier caso, estos filosilicatos (illita, esmectita y caolinita) pueden ser aportados al suelo también por otros mecanismos de herencia mineral, como por ejemplo la lluvia o la nieve, tal y como lo pone de manifiesto su presencia en el polvo de nieve analizado en esta Tesis Doctoral.

El grupo de los interestratificados es uno de los minoritarios en la composición mineral de los perfiles estudiados (Tabla III.2.14). Sin embargo, se caracteriza por mostrar una correlación positiva con la altitud y con la precipitación media anual de dichos perfiles (Figura III.2.17). Esta situación está relacionada con la cantidad de precipitación, en forma de lluvia o nieve, característica de cada una de las zonas de estudio. La precipitación es mayor a cotas más altas, por lo que el contenido en agua de los suelos situados a mayor altitud será más elevado que el de los suelos situados a menos cota. Esto, favorecerá la actividad edafoquímica de los suelos y por lo tanto la transformación mineral generadora de interestratificados a partir de la mica.



**Figura III.2.17.-** Correlación del contenido en interestratificados con la altitud y precipitación media anual de los perfiles estudiados.

El grupo de los óxidos de hierro, representado por goethita y hematites, muestra concentraciones relativamente elevadas en los perfiles P2, SR2 y P3, siendo la goethita la especie mineral más abundante (Tabla III.2.13). En el caso de los perfiles SR2 y P3 las concentraciones de óxidos de hierro reconocidas son coherentes con la mayor evolución que caracteriza a estos suelos. Dichas concentraciones están asociadas a los procesos de alteración, rubefacción e ilimerización, a los que se encuentran sometidos sus horizontes. La migración de las arcillas, y las formas de hierro ligadas a ellas, produce la acumulación de estas fases minerales en profundidad, procesos ya descritos en el Llano de la Perdiz (aledaños de P3) por Delgado *et al.* (1990). En este sentido se reconoce una correlación positiva entre los porcentajes de formas libres del hierro y los de arcilla en los perfiles SR2 y P3 (ver secciones posteriores).

Los óxidos de hierro del perfil P2 pueden ser principalmente heredados del material original sobre el que se ha desarrollado (Rocas madre y Polvo de nieve). Aún siendo un suelo de poca evolución, se ha reconocido cierta actividad edafogenética reflejada por la presencia de determinados filosilicatos neoformados y por el porcentaje relativamente elevado de formas libres de hierro en la tierra fina de sus horizontes, siendo más abundantes en los horizontes más profundos (ver secciones posteriores). Esta situación, junto con el régimen de humedad *xeric* característico del suelo, en el que se reconocen periodos secos y húmedos de forma estacional, puede favorecer la neoformación de estas fases minerales (Barahona, Delgado y Linares, 1982; Martín-García *et al.*, 1998; 2004).

### III.2.4.- ÍNDICE DE CRISTALINIDAD DEL CUARZO

Los resultados obtenidos del estudio del índice de cristalinidad del cuarzo se muestran en la Tabla III.2.15.

**Tabla III.2.15.-** Índice de cristalinidad (DRX) del cuarzo (según Murata y Norman, 1976) de los suelos y materiales parentales estudiados.

Muestra	Material original	Índice de Cristalinidad				
		Grava	Arena gruesa	Arena fina ligera		Limo
				Tierra fina	Roca/grava molturada	
<b>Perfil P1</b>						
Ah	-	5,8 <sup>1</sup>	-	-	-	3,6
Bw	-	3,5 <sup>1</sup>	-	-	-	7,4
BCK	-	7,5 <sup>1</sup>	-	-	-	7,4
<b>Perfil P2</b>						
Roca 1	7,1				8,1	
Roca 2	6,9				7,9	
Ah1		-	7,2	6,5	-	7,5
Ah2		8,6	7,5	5,6	7,0	7,7
Ah3		-	7,9	6,6	-	5,6
AC		-	7,6	5,7	-	9,0
C		7,8	7,3	7,3	6,8	8,2
<b>Perfil SR2</b>						
Roca 1	7,1				6,7	
Roca 2	7,7				7,1	
Ap		-	5,4	5,7	-	7,4
AB		-	6,3	7,2	-	9,3
Bt		6,8	7,3	6,4	5,0	8,3
BCT1		-	5,6	7,7	-	7,5
BCT2		-	5,7	6,9	-	6,8
<b>Perfil P3</b>						
Sedimento		7,2	6,9	7,2	7,8	7,7
A		-	6,8	6,5	-	7,7
AB		-	6,5	6,1	-	6,3
Bt		7,6	4,4	6,6	7,7	8,4
Btg		-	5,4	6,8	-	8,5
BCTg		7,2	6,0	7,5	5,8	6,8
<b>Perfil P4</b>						
Sedimento		6,7	8,6	7,4	7,7	8,5
Ap		-	6,8	6,8	-	6,8
C		-	6,6	6,2	-	8,6
2Cg		-	7,9	7,2	-	8,0
3C1		-	7,2	7,4	-	6,9
4C2		-	7,1	7,2	-	8,4

<sup>1</sup>Índice de cristalinidad del residuo insoluble de las gravas del perfil P1.

(-) no determinado.

Grados de cristalinidad: baja (<1,0-3,0), media (3,0-8,0); alta (8,0-10).

La mayoría de los valores obtenidos permiten calificar al cuarzo analizado, en los materiales originales y en las fracciones granulométricas de la tierra fina de los perfiles estudiados, como un mineral con un grado medio de cristalinidad (entre 3,0 y 8,0, según Murata y Norman, 1976). Sólo algunas



muestras, principalmente de la fracción limo del suelo, contienen cuarzos con un grado alto de cristalinidad (entre 8,0 y 10,0, según Murata y Norman, 1976) (Tabla III.2.15).

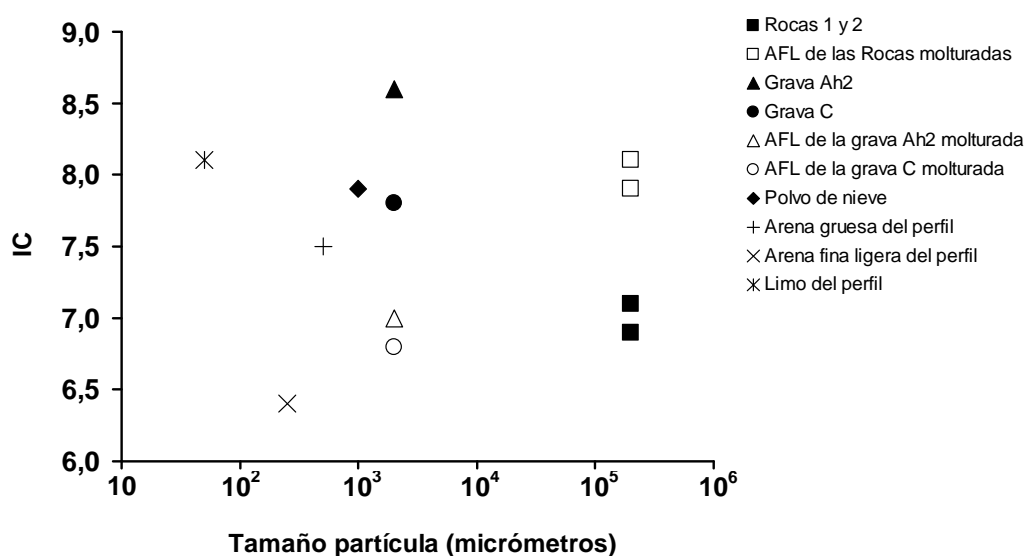
En el perfil P1, las bajas proporciones de cuarzo que caracterizan a las muestras analizadas (materiales originales, residuo insoluble y fracciones granulométricas de la tierra fina de sus horizontes) (Tabla III.2.2), han permitido calcular el índice de cristalinidad de este mineral sólo en el residuo insoluble de las gravas de los horizontes Ah, Bw y BCK y en la fracción limo de los mismos (Tabla III.2.15). Los valores calculados de este índice muestran un grado medio de cristalinidad para el cuarzo de dichas muestras, presentándose los valores más elevados en el residuo insoluble de las gravas del horizonte BCK (7,5) y en la fracción limo de los horizontes Bw y BCK (7,4 en ambos casos) (Tabla III.2.15).

En el perfil P2, el índice de cristalinidad del cuarzo se ha podido calcular tanto en las rocas madre sobre las que se ha desarrollado y en las gravas de horizontes seleccionados (Ah<sub>2</sub> y C), como en todas las fracciones granulométricas de la tierra fina de sus horizontes. En todos los casos, este índice muestra valores superiores o cercanos a 6,0 (Tabla III.2.15), estableciéndose un grado medio para la cristalinidad de este mineral. Aún así, hay muestras cuyo cuarzo presenta un grado alto de cristalinidad (valores entre 8,0 y 10,0), como la grava del horizonte Ah<sub>2</sub> (8,6) y el limo de los horizontes AC (9,0) y C (8,2) (Tabla III.2.15).

El cálculo de este índice en las muestras de polvo mineral extraídas de la nieve de Sierra Nevada, permite establecer un valor medio del mismo de 7,9. Así, el grado de cristalinidad del cuarzo de esta muestra, aunque es medio, es más elevado que el de las muestras del perfil.

La evolución de los valores medios del índice de cristalinidad para las muestras del perfil P2 y de sus materiales originales (junto con el polvo de nieve), es la del aumento desde las rocas madre (7,0), al polvo de nieve (7,9) y a las gravas (8,2) (Figura III.2.18).

En el caso de las gravas, el índice de cristalinidad del cuarzo es mayor en el horizonte Ah<sub>2</sub> (8,6) que en el horizonte C (7,8). Por su parte, el cuarzo de la fracción limo muestra un valor medio de cristalinidad (8,1), dentro del rango del de las gravas, mientras que en las fracciones arena gruesa (7,5) y arena fina ligera (6,4) disminuye con respecto al resto de las muestras, siendo mínimo en el caso de la fracción arena fina ligera (Figura III.2.18).



**Figura III.2.18.-** Valores medios del índice de cristalinidad (IC) del cuarzo en los materiales originales (Rocas y Polvo de nieve), gravas y fracciones arena gruesa, arena fina ligera (AFL) y limo del perfil P2. Grados de cristalinidad: baja (<1,0-3,0), media (3,0-8,0); alta (8,0-10) (según Murata y Norman, 1976).

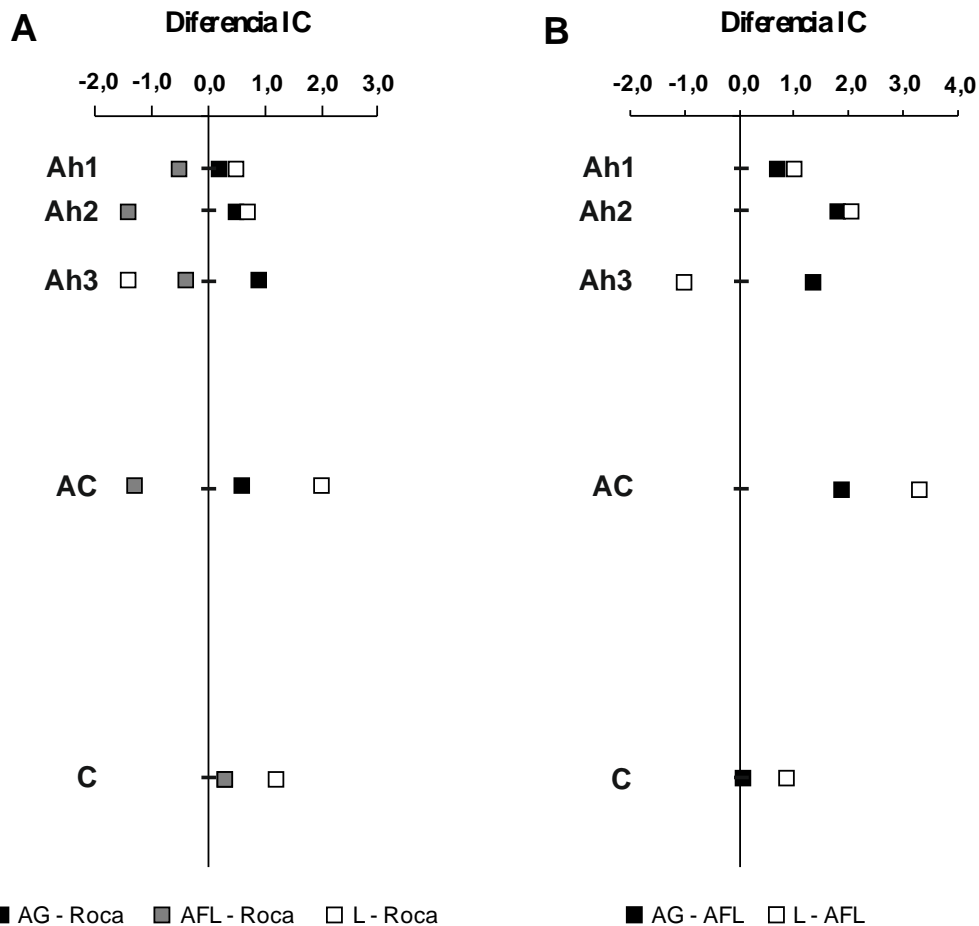
La Figura III.2.19 muestra la variación de los valores de cristalinidad del cuarzo de las distintas fracciones granulométricas de la tierra fina del perfil P2 respecto a los valores de dicha cristalinidad en los cuarzos de las Rocas 1 y 2 (A) y de los del cuarzo de la fracción arena fina ligera de la tierra fina (B).

Se aprecia que el cuarzo de las fracciones arena gruesa y limo muestra, en todos los horizontes del perfil P2 (menos en el horizonte Ah3), un grado mayor de cristalinidad que el presente en la roca madre. Por su parte, el cuarzo de la fracción arena fina ligera presenta, en todos los horizontes, un grado inferior de cristalinidad al del cuarzo de la roca madre, salvo en el horizonte C (Figura III.2.19A).

El análisis de la variación de la cristalinidad del cuarzo de la arena gruesa y el limo del perfil, con respecto a dicho valor en la fracción arena fina ligera, pone de manifiesto que en todos los horizontes el cuarzo de la arena fina ligera es menos cristalino, a excepción del que contiene la fracción limo del horizonte Ah3 (Figura III.2.19B).

Se observa pues, que el cuarzo de la arena fina ligera del perfil P2 presenta, en general, un grado de cristalinidad menor que el resto de materiales estudiados en el mismo. Esta situación puede ser reflejo de una mayor susceptibilidad de esta fracción granulométrica a los procesos de alteración que puedan actuar en el medio edáfico de este suelo. De esta forma, el cuarzo puede

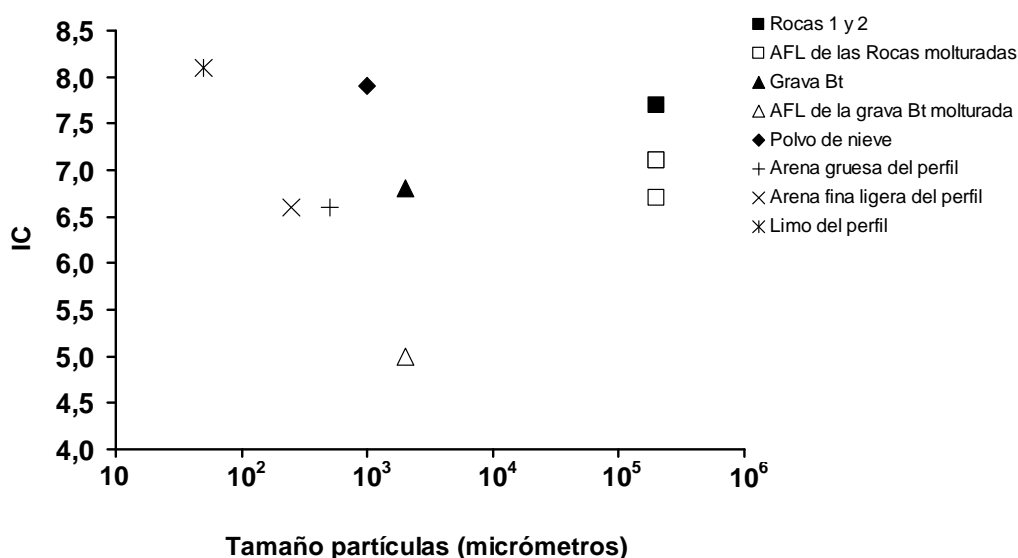
verse afectado por dichos procesos traduciéndose en una pérdida de su cristalinidad. En este sentido, Martín-García *et al.* (2004) observaron granos de cuarzo alterados en la fracción arena fina ligera de *Entisols* de Sierra Nevada y cuantificaron dicha alteración de acuerdo al método de Marcelino, Mussche y Stoops (1999), en el que se establecen tres categorías de alteración de los granos minerales. La mayoría de los granos de cuarzo analizados por estos autores son del tipo B (ligeramente meteorizados) de Marcelino *et al.* (1999), caracterizados por la presencia de marcas de disolución (*etch-pits*), con un tamaño menor a 15  $\mu\text{m}$ , en menos del 50% de sus superficies (Martín-García *et al.*, 2004). La alteración relativa de los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del perfil P2 ha sido observada y determinada por otros métodos analíticos que se expondrán en posteriores capítulos de esta Memoria.



**Figura III.2.19.-** Variación del índice de cristalinidad (IC) del cuarzo de las fracciones arena gruesa (AG), arena fina ligera (AFL) y limo (L) del perfil P2 respecto al índice de cristalinidad del cuarzo de su roca madre (A) y de las fracciones arena gruesa (AG) y limo (L) del perfil P2 respecto al índice de cristalinidad del cuarzo de la fracción arena fina ligera (AFL) (B). (Diferencia IC = IC fracción granulométrica perfil - IC roca madre).

En el perfil SR2, el índice de cristalinidad del cuarzo se ha calculado en las muestras de roca madre, en las gravas del horizonte Bt y en todas las fracciones granulométricas de la tierra fina de sus horizontes. El grado de cristalinidad del cuarzo de estas muestras se clasifica como medio, salvo para la fracción limo de los horizontes AB (9,3) y Bt (8,3), cuyos valores lo califican como un mineral con un alto grado de cristalinidad (según Murata y Norman, 1976) (Tabla III.2.15).

La variación del valor medio del índice de cristalinidad del cuarzo con respecto al tamaño de partícula, para las muestras del perfil y de sus materiales originales (junto con el polvo de nieve de Sierra Nevada, descrito anteriormente), muestra al limo (8,1), al polvo de nieve (7,9) y a las Rocas (7,4) como las muestras en las que se alcanzan los valores medios más elevados de este parámetro. Por su parte, en la fracción arena fina ligera de las Rocas molturadas (6,9) y en las fracciones grava (6,8), arena gruesa (6,6) y arena fina ligera (6,6) del perfil, dichos valores son similares entre sí y más bajos. Es el cuarzo de la arena fina ligera de la grava molturada el que menor índice de cristalinidad muestra (5,0) (Figura III.2.20).

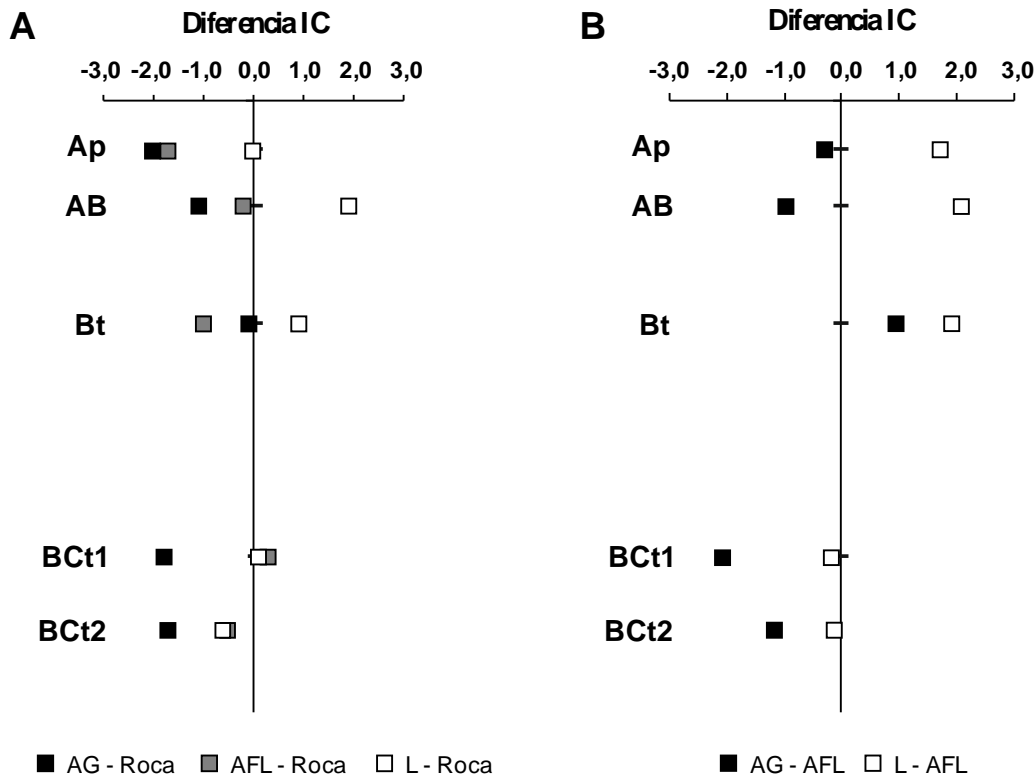


**Figura III.2.20.-** Valores medios del índice de cristalinidad (IC) del cuarzo en los materiales originales (Rocas y Polvo de nieve), gravas y fracciones arena gruesa, arena fina ligera (AFL) y limo del perfil SR2.

Grados de cristalinidad: baja (<1,0-3,0), media (3,0-8,0); alta (8,0-10) (según Murata y Norman, 1976).

La diferencia entre el índice de cristalinidad del cuarzo de las distintas fracciones granulométricas de la tierra fina del perfil SR2, respecto a dichos valores en las Rocas 1 y 2 (valor medio) sobre las que se ha desarrollado, pone

de manifiesto que el cuarzo contenido en las Rocas es más cristalino que el que se encuentra en la arena gruesa y arena fina ligera de los distintos horizontes (salvo en el horizonte BCt1). Por su parte, el cuarzo de la fracción limo presenta una mayor cristalinidad que el de las Rocas en todos los horizontes del perfil, salvo para los horizontes Ap (en el que ambos valores son similares) y BCt2 (Figura III.2.21A). La diferencia del índice de cristalinidad del cuarzo de las fracciones arena gruesa y limo, respecto al de la fracción arena fina ligera del perfil, muestra, en todos los horizontes, un cuarzo menos cristalino en la arena gruesa (menos en Bt) y más cristalino en el limo (menos en BCt1 y BCt2) con respecto a la arena fina ligera (Figura III.2.21B).



**Figura III.2.21.-** Variación del índice de cristalinidad (IC) del cuarzo de las fracciones arena gruesa (AG), arena fina ligera (AFL) y limo (L) del perfil SR2 respecto al índice de cristalinidad del cuarzo de su roca madre (A) y de las fracciones arena gruesa (AG) y limo (L) del perfil SR2 respecto al índice de cristalinidad del cuarzo de la fracción arena fina ligera (AFL) (B). (Diferencia IC = IC fracción granulométrica perfil - IC roca madre).

Con los datos obtenidos, se deduce que los materiales originales sobre los que se ha desarrollado el perfil SR2 presentan cuarzos con mayor grado de cristalinidad que los presentes en el suelo. A su vez, el cuarzo de las fracciones arena (gruesa y fina ligera) son los que menor grado de cristalinidad han mostrado, poniendo de manifiesto que puede ser la fracción más reactiva en el

medio edáfico. Cabe destacar el mínimo valor del índice de cristalinidad reconocido en la arena fina ligera de la grava molturada del horizonte Bt. Esta situación puede ser consecuencia del estado de alteración en el que se encuentran las gravas del perfil SR2, ya observado y descrito por Martín-García *et al.* (1999). Dichos autores han reconocido importantes modificaciones en las gravas de este perfil durante la meteorización del suelo, manifestadas, entre otros, por la presencia de grietas en sus superficies, un mayor redondeamiento de los fragmentos gruesos, una composición rica en formas libres de hierro, aluminio y silicio o un contenido significativo de caolinita neoformada en su composición mineralógica.

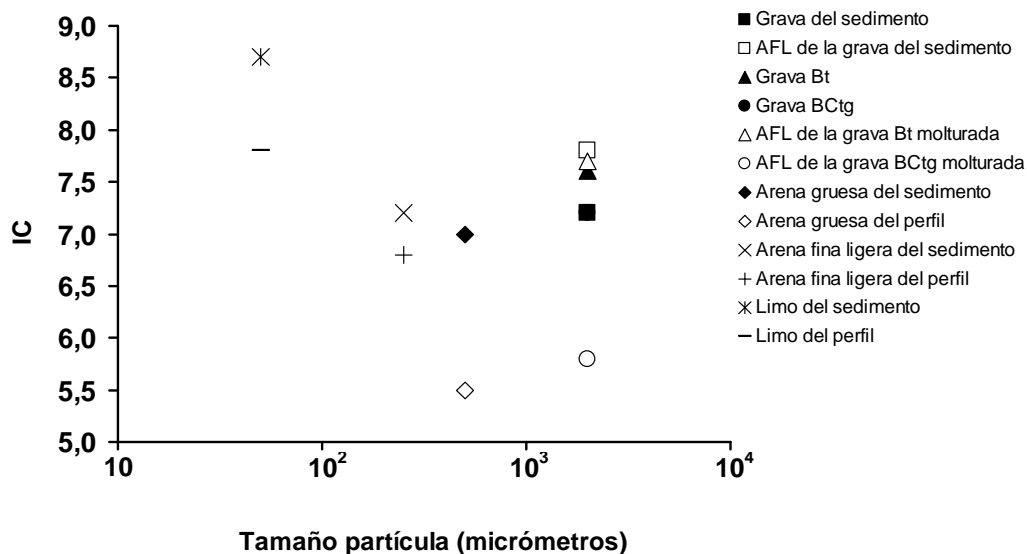
En el perfil P3, el índice de cristalinidad del cuarzo se ha calculado en las fracciones granulométricas arena gruesa, arena fina ligera y limo, tanto del sedimento sobre el que se ha desarrollado como de los distintos horizontes del mismo, además de en las gravas del sedimento y de horizontes seleccionados en el perfil (Bt y BCtg). En casi la totalidad de los casos el cuarzo muestra valores de este índice que permiten considerarlo como de cristalinidad media (según Murata y Norman, 1976). Sólo en la fracción limo de los horizontes Bt y Btg, el cuarzo presenta un alto grado de cristalinidad (Tabla III.2.15).

Los valores medios de la cristalinidad del cuarzo (en la mayoría de los casos superior a 7,0) se caracterizan por aumentar con el descenso del tamaño de partícula en las fracciones granulométricas arena gruesa, arena fina ligera y limo, tanto del sedimento original como de la tierra fina. Además, la cristalinidad media del cuarzo del sedimento original siempre es mayor que la reconocida en el suelo (Figura III.2.22).

Analizando la diferencia del índice de cristalinidad del cuarzo de las distintas fracciones granulométricas de la tierra fina con respecto al sedimento original de este perfil, se observa que el cuarzo del suelo es menos cristalino que el procedente del sedimento original en todos los horizontes del perfil, a excepción del cuarzo de la fracción arena fina ligera del horizonte BCtg y el de la fracción limo de los horizontes Bt y Btg (Figura III.2.23A).

La variación del índice de cristalinidad del cuarzo de la arena gruesa y limo, con respecto a su valor en la arena fina ligera, muestra un cuarzo más cristalino en la arena gruesa de los dos horizontes superiores del perfil y en la fracción limo de todos los horizontes, salvo en BCtg (Figura III.2.23B).

El hecho de que los valores medios de la cristalinidad del cuarzo sean menores en las fracciones granulométricas del suelo con respecto a los del sedimento original, puede ser indicativo de una alteración del cuarzo en el medio edáfico. La gran evolución de este suelo, sometido a importantes procesos edafológicos a lo largo de mucho tiempo, aporta una gran madurez edafológica a los materiales que lo constituyen. En este sentido existen concentraciones de hierro, relativamente elevadas, reflejadas en algunos casos en la presencia de cútanos ferriarcilanes. Morris y Fletcher (1987) demostraron experimentalmente, que la presencia de hierro en un medio de alteración aumenta la solubilidad del cuarzo muy por encima de la que este mineral presenta en condiciones normales. Los continuos cambios estacionales en las condiciones de humedad (periodos secos y húmedos) a los que este suelo ha estado sometido a lo largo de su desarrollo, han podido favorecer las condiciones redox alternantes del medio y por lo tanto, las condiciones de disolución del cuarzo, haciendo que la cristalinidad del mismo sea menor en las muestras del perfil.

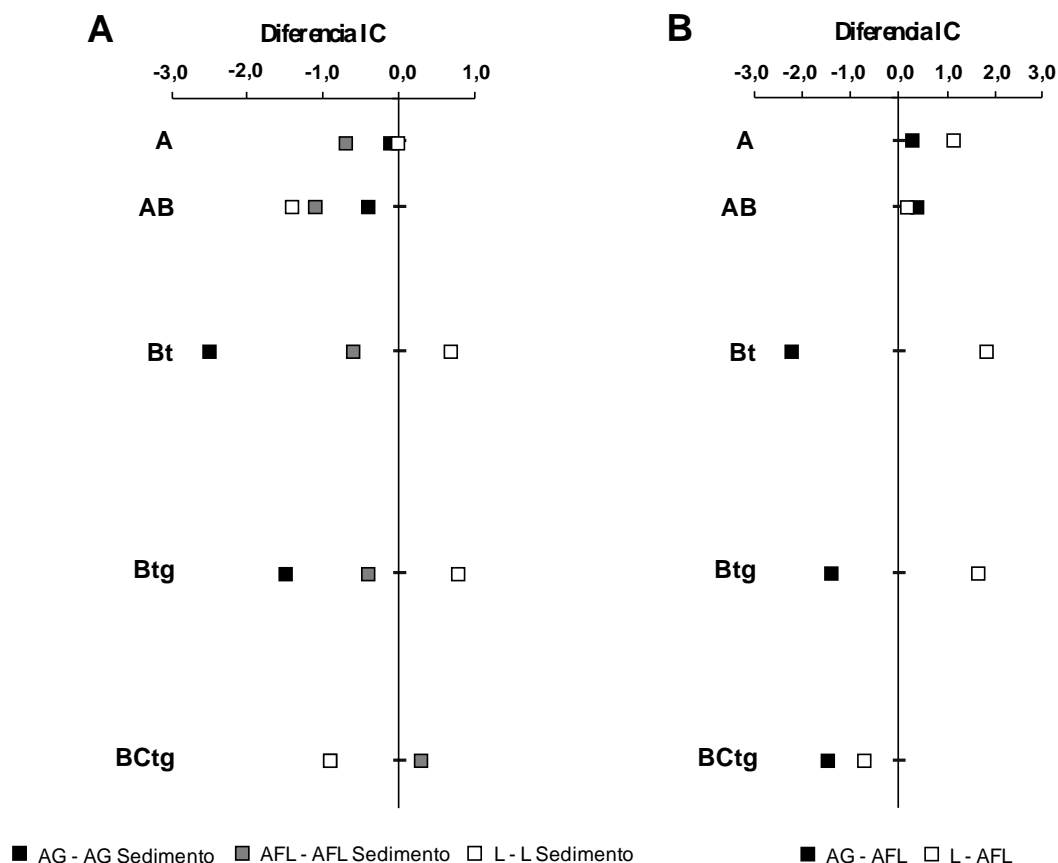


**Figura III.2.22.-** Valores medios del índice de cristalinidad (IC) del cuarzo en los materiales originales (Sedimento), gravas y fracciones arena gruesa, arena fina ligera (AFL) y limo del perfil P3.

Grados de cristalinidad: baja (<1,0-3,0), media (3,0-8,0); alta (8,0-10) (según Murata y Norman, 1976).

Finalmente, en el perfil P4 se ha calculado el índice de cristalinidad del cuarzo presente en las distintas fracciones granulométricas, tanto del sedimento original como de la tierra fina de sus horizontes, y en las gravas presentes en dicho sedimento. En todos los casos los valores de este índice son superiores a 6,0, confiriéndole al cuarzo un grado medio de cristalinidad (según Murata y

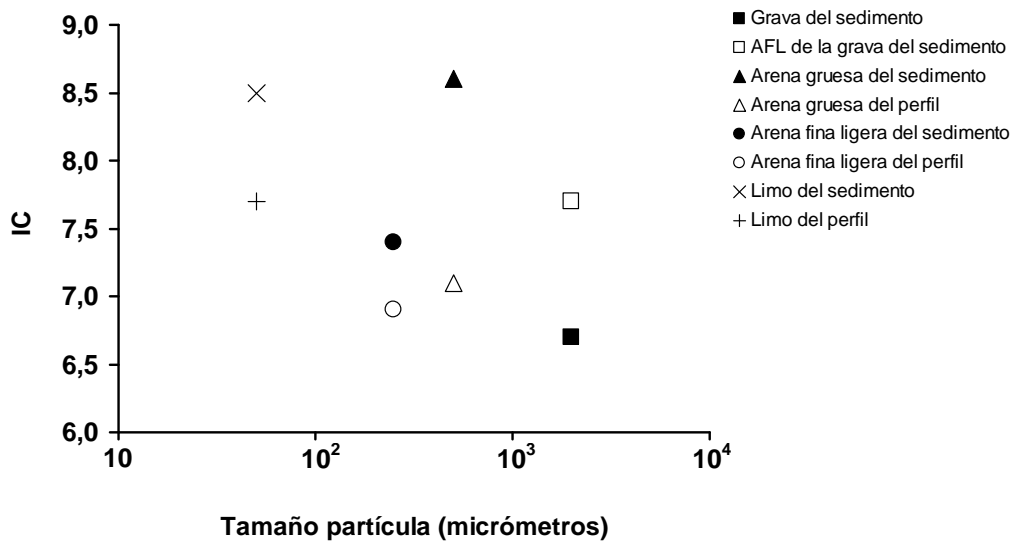
Norman, 1976). En el caso de la fracción arena gruesa del sedimento y la fracción limo de este sedimento y de los horizontes C, 2Cg y 4C2 del perfil, este índice supera el valor de 8,0, presentando el cuarzo un alto grado de cristalinidad (Tabla III.2.15).



**Figura III.2.23.-** Variación del índice de cristalinidad (IC) del cuarzo de las fracciones arena gruesa (AG), arena fina ligera (AFL) y limo (L) del perfil P3 respecto al índice de cristalinidad del cuarzo de su roca madre (A) y de las fracciones arena gruesa (AG) y limo (L) del perfil P3 respecto al índice de cristalinidad del cuarzo de la fracción arena fina ligera (AFL) (B). (Diferencia IC = IC fracción granulométrica perfil - IC roca madre).

El cuarzo del sedimento original sobre el que se ha desarrollado el perfil P4 se caracteriza por ser más cristalino con el descenso del tamaño de partícula, desde la grava (6,7) al limo (8,5) (valores medios). Aún así, en la fracción arena gruesa de este sedimento no se cumple esta tendencia, ya que el cuarzo contenido en ella se caracteriza por presentar un alto grado de cristalinidad, con el mayor valor de este índice reconocido en el perfil (8,6). Por su parte, el cuarzo de las fracciones arena gruesa y arena fina ligera del perfil, muestra un grado medio de cristalinidad, con valores muy parecidos entre sí (7,1 y 6,9, respectivamente), aunque menores que el característico del cuarzo de la fracción limo (7,7) (Figura III.2.24).





**Figura III.2.24.-** Valores medios del índice de cristalinidad (IC) del cuarzo en los materiales originales (Sedimento), gravas y fracciones arena gruesa, arena fina ligera (AFL) y limo del perfil P4.

Grados de cristalinidad: baja (<1,0-3,0), media (3,0-8,0); alta (8,0-10) (según Murata y Norman, 1976).

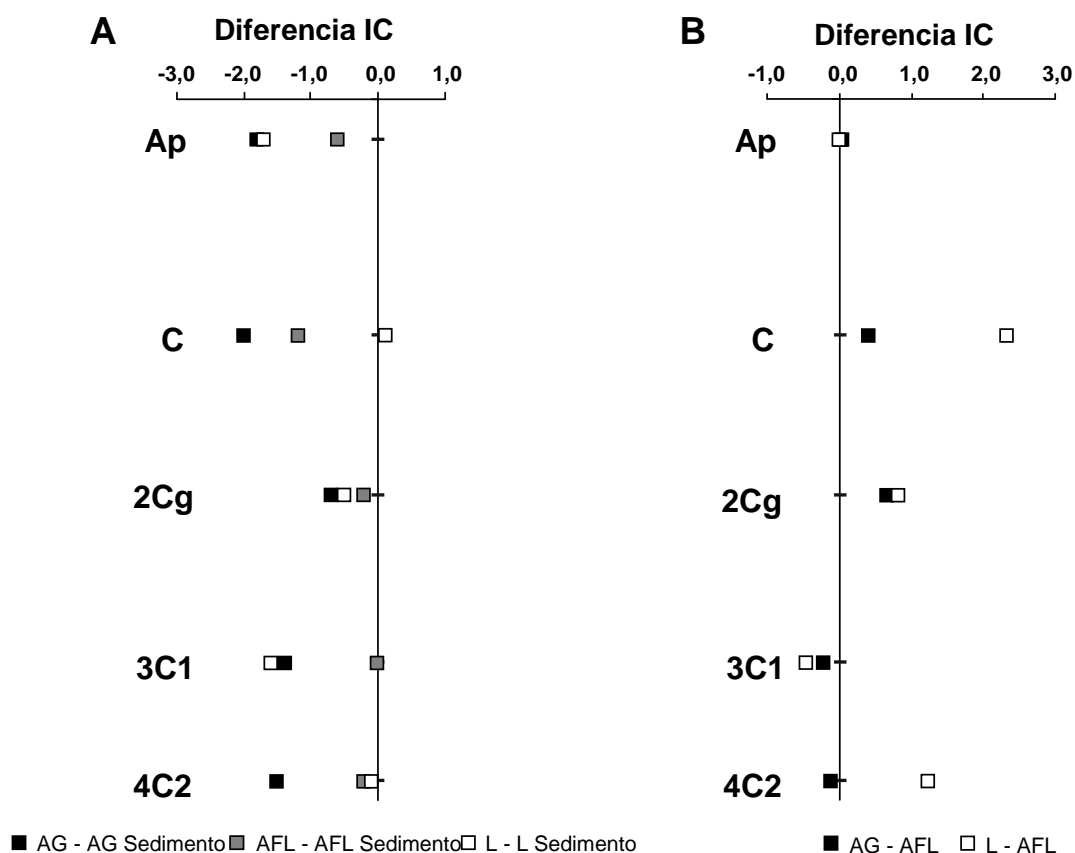
La diferencia del índice de cristalinidad del cuarzo entre las fracciones granulométricas del suelo y el sedimento original de este perfil muestra que el cuarzo del sedimento es más cristalino que el de todas las fracciones granulométricas suelo. Sólo en la fracción limo del horizonte C este valor es algo mayor en el suelo (Figura III.2.25A).

Por su parte, la gráfica que representa la variación de la cristalinidad del cuarzo de las fracciones arena gruesa y limo, con respecto a la fracción arena fina ligera del perfil, muestra que en dichas fracciones el cuarzo es más cristalino que en la arena fina ligera de todos los horizontes salvo del 3C1, para arena gruesa y limo, y del 4C2 para arena gruesa (Figura III.2.25B).

Al igual que ocurría en el caso del perfil P3, el cuarzo del sedimento original presenta siempre mayor cristalinidad que el de la tierra fina del suelo. Por lo tanto, el cuarzo del suelo se caracteriza por una mayor alteración.

Considerando el problema a nivel de los distintos perfiles y fracciones granulométricas (valores medios), el índice de cristalinidad del cuarzo muestra valores superiores a 6,0 en las fracciones de la tierra fina mayores de 2  $\mu\text{m}$ , salvo para la arena gruesa del perfil P3 (5,5), donde se registra el valor más bajo de este parámetro. En la arena fina ligera el parámetro de cristalinidad mantiene valores muy similares entre perfiles, hecho que también se observa en la fracción limo aunque con un valor numérico mayor. En este caso es el cuarzo de

la fracción limo del perfil P1 el que menor índice de cristalinidad presenta (6,2) (Tabla III.2.16).



**Figura III.2.25.-** Variación del índice de cristalinidad (IC) del cuarzo de las fracciones arena gruesa (AG), arena fina ligera (AFL) y limo (L) del perfil P4 respecto al índice de cristalinidad del cuarzo de su sedimento original (A) y de las fracciones arena gruesa (AG) y limo (L) del perfil P4 respecto al índice de cristalinidad del cuarzo de la fracción arena fina ligera (AFL) (B).

(Diferencia IC = IC fracción granulométrica perfil - IC fracción granulométrica sedimento).

En suma, se observa que los valores medios del índice de cristalinidad del cuarzo son más bajos en casi todas las fracciones granulométricas de la tierra fina de los horizontes de los perfiles, comparados con los que presentan cada uno de sus materiales originales (Tabla III.2.16). Este hecho puede ser el resultado de una mayor alteración mineral tras la actuación de los procesos edafogénicos durante el desarrollo de los suelos. Sin embargo, el cuarzo de la fracción limo, tanto del suelo como de los sedimentos originales de los perfiles P3 y P4, muestra valores medios de este índice, mayores o similares a los del resto de materiales analizados (Tabla III.2.16). Los procesos de alteración, tanto química como física, de los materiales durante el desarrollo de los suelos hacen que en esta fracción granulométrica sea donde se concentre el cuarzo más

resistente y por lo tanto con mayor índice de cristalinidad. El análisis de los morfotipos, mostrado en capítulos posteriores de esta Tesis Doctoral, pone de manifiesto esta situación ya que el morfotipo dominante en el limo ligero de los horizontes estudiados está constituido por granos de cuarzo producto de la fragmentación de granos mayores y sin evidentes signos de alteración superficial. Las partes más alterables de los granos de cuarzo originales de arena se habrían meteorizado en su paso a la fracción limo.

Finalmente, cabe destacar que el cuarzo de la fracción arena fina ligera de los perfiles, salvo para P3, es el que menor índice de cristalinidad muestra con respecto al resto de fracciones granulométricas de la tierra fina (Tabla III.2.16). Este hecho pone de manifiesto que se trata de una fracción reactiva para el cuarzo, siendo interesante como criterio de elección de la arena fina ligera para el desarrollo de esta Tesis Doctoral.

**Tabla III.2.16.-** Índice medio de cristalinidad (DRX) del cuarzo (según Murata y Norman, 1976) por fracciones granulométricas en los perfiles estudiados.

Muestra	Índice de Cristalinidad					
	Material original	Gravas	Arena gruesa	Arena fina ligera		Limo
				Tierra fina	Roca/Grava molturada	
<b>Perfil P1</b>						
Horizontes	-	5,6 <sup>1</sup>	-	-	-	6,2
<b>Perfil P2</b>						
Rocas	7,0				8,1	
Polvo de nieve	7,9					
Horizontes		8,2	7,5	6,4	6,9	8,1
<b>Perfil SR2</b>						
Rocas	7,4				6,7	
Polvo de nieve	7,9					
Horizontes		6,8	6,6	6,6	5,0	8,1
<b>Perfil P3</b>						
Sedimento original		7,2	6,9	7,2	7,8	7,7
Horizontes		7,4	5,5	6,8	6,8	7,8
<b>Perfil P4</b>						
Sedimento original		6,7	8,6	7,4	7,7	8,5
Horizontes			7,1	6,9		7,7

<sup>1</sup>Índice de cristalinidad del residuo insoluble de las gravas del perfil P1.

(-) no determinado.

Grados de cristalinidad: baja (<1,0-3,0), media (3,0-8,0); alta (8,0-10).

### **III.3.- GEOQUÍMICA DE LA SOLUCIÓN DEL SUELO**



### III.3.1.- INTRODUCCIÓN

El suelo es considerado como un sistema químicamente activo en el que todos sus constituyentes están íntimamente relacionados y entre los que existe un flujo continuo de materia y energía (Wolt, 1994). Los procesos de alteración química en el suelo se dan, principalmente, en fase acuosa y entre ellos destacan la hidrólisis, hidratación, carboxilación, oxidación-reducción y disolución (Wolt, 1994). Hidrólisis y disolución son los procesos más importantes y generan la liberación de iones desde las estructuras de los minerales del suelo. Dichos iones pueden generar nuevas fases inorgánicas, ser fijados por las plantas, pasar a formar parte del complejo de cambio o bien ser lavados en el suelo por procesos de lixiviado (Marchand, 1974).

La solución del suelo es la fase acuosa en la que se producen los distintos procesos de alteración química en este medio natural. Su composición química se aproxima a un estado de equilibrio para la fase sólida del suelo (Díaz del Castillo y Martín de Vidales, 1986), por lo que el conocimiento de los constituyentes de dicho medio, químicamente reactivo, permitirá predecir los componentes de la fase sólida que controlan la distribución química del suelo (Kittrick, 1969; Wolt, 1994). Sin embargo, la composición química de la solución del suelo es muy variable dependiendo de factores como la humedad (Delgado *et al.*, 1983), el pH, la presencia de materiales coloidales en suspensión (Wolt, 1994) o la estación del año (Fernández Marcos y Macías, 1987). De esta forma, los resultados obtenidos en esta sección tienen carácter relativo y orientativo.

El estudio de la solución del suelo mediante diagramas de estabilidad permitirá conocer la actividad iónica respecto a la alteración, neoformación y coexistencia de minerales. Dichos diagramas están establecidos en función de la ley de acción de masas, las energías libres de reacción y formación y el cálculo de las constantes de equilibrio de cada una de las reacciones. Además, en ellos se considera el aluminio constante y están calculados para presiones y temperaturas comunes en la corteza terrestre. En este sentido hay que decir que las concentraciones de aluminio en la solución del suelo de los perfiles analizados en esta Tesis Doctoral no son constantes, y aunque aparece en bajas concentraciones, éstas son variables a lo largo de cada uno de los perfiles y entre perfiles por lo que los resultados obtenidos de los diagramas de estabilidad serán relativos. Existen numerosos diagramas de estabilidad establecidos por distintos autores. Para el análisis de la solución del suelo de los perfiles de esta Tesis Doctoral se ha empleado el diagrama de Weaver, Jackson y Syers (1971)

para el magnesio, establecido según el sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$ , los de Droubi *et al.* (1976) para el sodio y el calcio, creados en función de los sistemas  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-H}_2\text{O}$ , respectivamente, y el de Garrels (1984) para el potasio, elaborado según el sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ . En dichos diagramas, los campos de estabilidad están referidos, principalmente, a minerales de la arcilla ya que esta fracción granulométrica es la más reactiva químicamente en el medio edáfico. La representación de la composición de la solución del suelo viene dada por un punto situado en uno de los campos del diagrama, indicando que el mineral de dicho campo es estable y/o se neoforma, mientras que el resto de minerales son atacados químicamente.

Muy interesante para el desarrollo de esta Tesis Doctoral es el análisis del estado de equilibrio de la sílice en el medio acuoso y, por lo tanto, las consideraciones respecto a los procesos de disolución-precipitación del cuarzo en el medio edáfico. Son numerosos los trabajos clásicos que analizan la solubilidad de la sílice, en sus distintos estados de cristalización (sílice amorfa, gel de sílice, sílice coloidal, etc.) en aguas naturales, combinando diversas condiciones de presión y temperatura bajo las que se produce la disolución de  $\text{SiO}_2$  (Krauskopf, 1956; White, *et al.*, 1956; Morey, Fournier y Rowe, 1962; Van Lier, de Bruin y Overbeek, 1960; Siever, 1962). En el caso de esta Tesis Doctoral los trabajos más interesantes son aquellos en los que se analiza la solubilidad de esta fase mineral bajo condiciones de baja temperatura y presión ambiental (Rimstidt, 1997), ya que son las condiciones más semejantes a las existentes en el medio edáfico. El cuarzo es la forma de  $\text{SiO}_2$  más estable bajo estas condiciones ambientales. La solubilidad de la sílice es función del pH del medio, siendo muy baja a pHs menores de 9 pero muy importante a  $\text{pH} > 9$  (Alexander, Heston e Iler, 1954; Loughnan, 1969). Tradicionalmente, se ha considerado que a  $25\text{ }^\circ\text{C}$  la solubilidad del cuarzo en agua es de alrededor de 6 ppm (Krauskopf, 1956; White, *et al.*, 1956; Fournier, 1960; Morey, Fournier y Rowe, 1962; Mackenzie y Gees, 1971). Sin embargo, Rimstidt (1997), mediante el análisis de numerosos datos procedentes de estudios realizados por otros autores, e incluso con resultados obtenidos por él mismo, llega a la conclusión de que la solubilidad del cuarzo, a  $25\text{ }^\circ\text{C}$  y 1 atm de presión, alcanza los valores de  $11,0 \pm 1$  ppm, algo mayor que la establecida hasta ese momento (6 ppm).

Con estos antecedentes será interesante analizar la concentración de sílice en la solución del suelo para inferir las condiciones de estabilidad del

cuarzo en las distintas tipologías edáficas seleccionadas para la realización de esta Tesis Doctoral.





### III.3.2.- DESCRIPCIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### III.3.2.1.- Tierra Parda de Sierra Elvira (perfil P1)

La solución del suelo de este perfil se caracteriza por presentar un valor medio de conductividad eléctrica de  $0,59 \text{ mS cm}^{-1}$  y un valor medio de pH de 8,0 (Tabla III.3.1). Se trata por tanto de un suelo no salino con pH básico.

De las bases, el catión sodio es el más abundante en valor medio ( $1,331 \text{ mmol/l}$ ), seguido del calcio ( $1,292 \text{ mmol/l}$ ), magnesio ( $1,022 \text{ mmol/l}$ ) y potasio ( $0,281 \text{ mmol/l}$ ). El silicio presenta una concentración similar a la del potasio ( $0,249 \text{ mmol/l}$ ), mientras que el resto de elementos son minoritarios (Tabla III.3.1).

Tabla III.3.1.- Análisis de la solución del suelo del perfil P1.

Horizontes	CE (mS cm <sup>-1</sup> )	pH	mmol/l				
			Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Si <sup>4+</sup>
Ah	1,22	7,8	1,989	0,725	2,133	1,513	0,414
Bw	1,03	8,0	1,434	0,332	2,013	1,077	0,225
Bck	0,61	7,9	1,205	0,275	1,725	0,826	0,218
2CBk	0,53	7,9	1,029	0,261	1,252	0,795	0,195
2Ck1	0,45	7,9	1,399	0,222	1,110	0,714	0,197
2Ck2	0,41	7,8	0,988	0,210	0,878	0,809	0,221
3C	0,55	8,1	1,444	0,247	1,208	1,225	0,270
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>0,59</b>	<b>8,0</b>	<b>1,331</b>	<b>0,281</b>	<b>1,292</b>	<b>1,022</b>	<b>0,249</b>

Horizontes	µmmol/l						
	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Li <sup>+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Cu <sup>2+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	Ba <sup>2+</sup>
Ah	13,999	1,497	1,740	1,778	1,470	15,738	0,538
Bw	13,033	0,420	1,873	1,778	1,983	8,956	0,430
Bck	10,466	0,488	1,978	1,098	5,665	8,075	0,447
2CBk	6,892	0,449	2,057	0,176	1,073	7,803	0,538
2Ck1	5,954	0,441	2,673	0,401	0,606	6,658	0,727
2Ck2	4,464	0,582	2,543	0,411	1,030	9,768	1,523
3C	6,733	0,300	3,850	0,581	0,881	13,228	2,879
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>7,434</b>	<b>0,506</b>	<b>2,850</b>	<b>0,723</b>	<b>1,409</b>	<b>10,796</b>	<b>1,624</b>

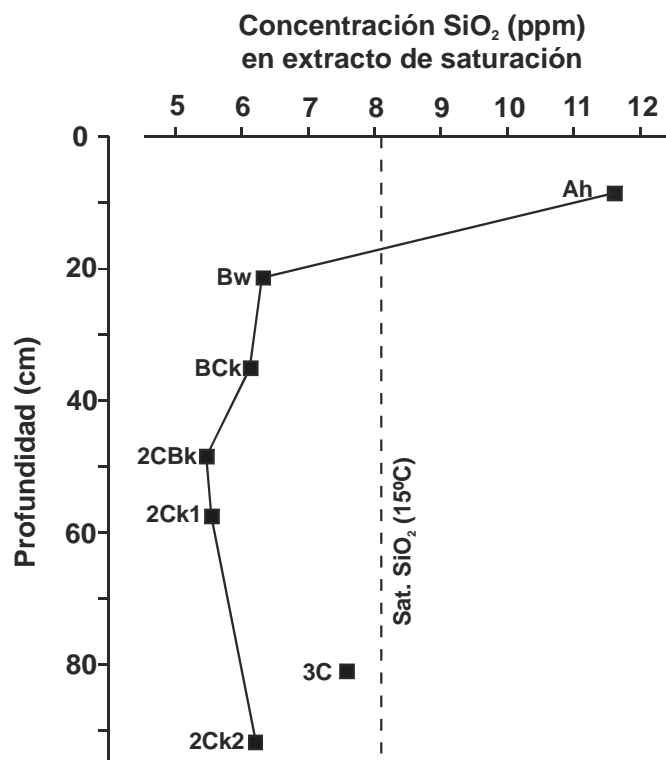
<sup>1</sup>Ponderada al espesor de los horizontes.

Los valores de conductividad eléctrica están cercanos a  $0,50 \text{ mS cm}^{-1}$  en los horizontes inferiores del perfil, mientras que en los dos superiores es mayor a  $1,00 \text{ mS cm}^{-1}$ . Su tendencia es la de disminuir en profundidad hasta el horizonte 2Ck2 para volver a subir ligeramente en el horizonte más profundo. Por su parte,

el pH se caracteriza por presentar valores relativamente constantes y cercanos a 8,0 a lo largo de todo el perfil (Tabla III.3.1).

La concentración del silicio igualmente tiende a disminuir en profundidad hasta el horizonte 2Ck1, a partir del que vuelve a aumentar de forma progresiva (Tabla III.3.1).

En la Figura III.3.1 se muestra la variación de la concentración de  $\text{SiO}_2$  (dada en ppm) con la profundidad en el perfil y se indica la línea de saturación de  $\text{SiO}_2$  en agua destilada calculada a partir de los datos de Rimstidt (1997). Se deduce de la misma que los contenidos de  $\text{SiO}_2$  en todos los horizontes están por debajo de la línea de saturación del cuarzo calculada, salvo para el horizonte superior (Ah), donde la concentración de  $\text{SiO}_2$  supera de forma importante el límite de saturación de este mineral. De esta forma, en el perfil P1 el cuarzo no será estable en su ambiente edafocímico, salvo en el horizonte superficial.



**Figura III.3.1.-** Variación de la concentración de  $\text{SiO}_2$  de la solución del suelo con la profundidad del perfil P1. Línea de saturación en  $\text{SiO}_2$  según Rimstidt (1997), a la temperatura media anual del perfil.

El análisis de la solución del suelo en los diagramas de estabilidad (Figura III.3.2) muestra cómo todos los horizontes del perfil P1 se encuentran representados dentro del campo de la caolinita para los sistemas  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-H}_2\text{O}$ .

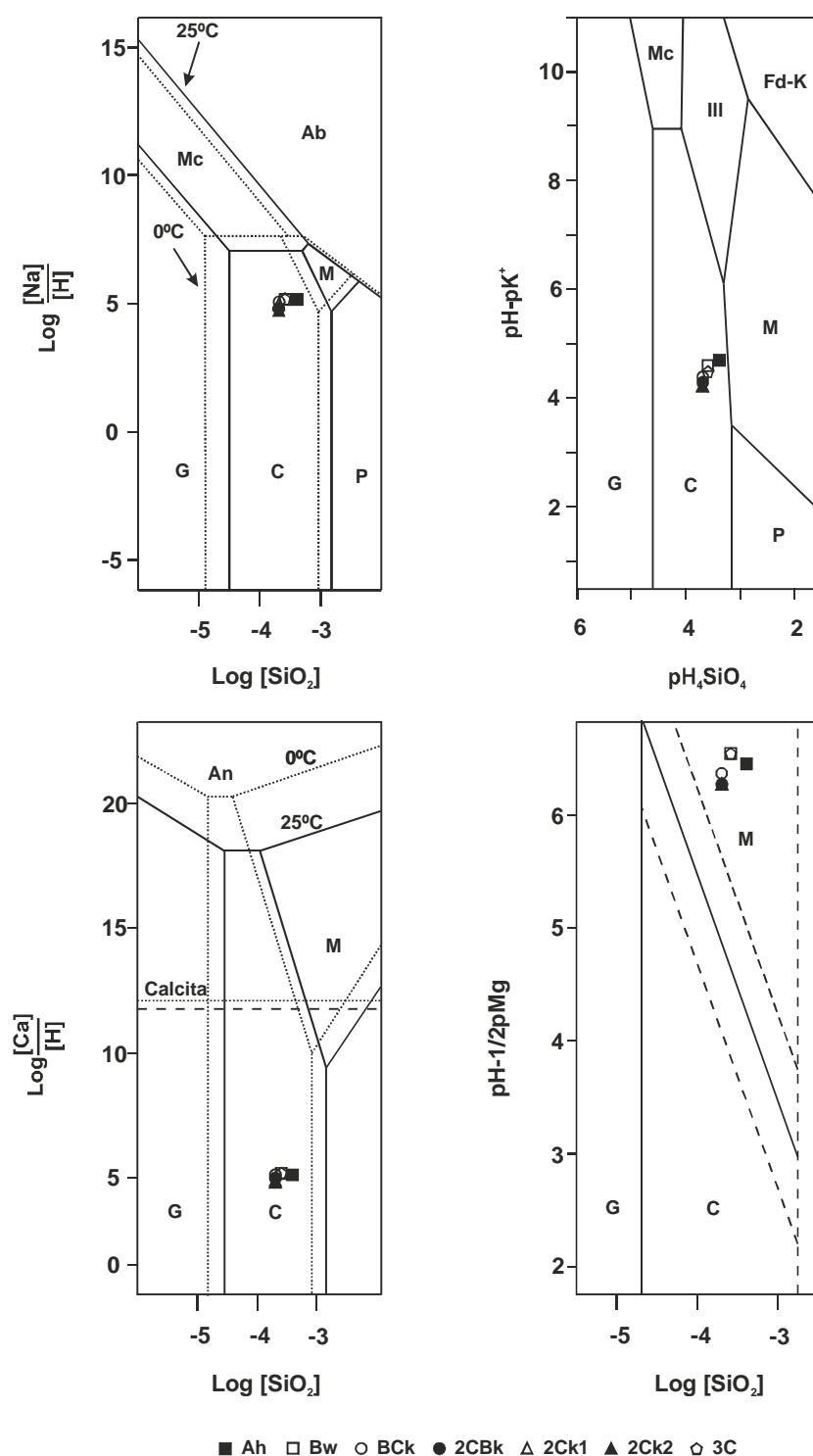


Figura III.3.2.- Representación gráfica del extracto de saturación de los horizontes del perfil P1 en los diagramas de estabilidad. Los diagramas de los sistemas  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-H}_2\text{O}$  se han extraído de Droubi *et al.* (1976), el del sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$  de Garrels (1984) y el del sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$  de Weaver *et al.* (1971).

Abreviaturas.- Ab: albita; An: anortita; C: caolinita; Fd-K: feldespato potásico; G: gibsita; Ill: illita; M: montmorillonita; Mc: mica.

Sin embargo, en el diagrama de estabilidad del sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$ , los horizontes del perfil quedan englobados dentro del campo de la montmorillonita (Figura III.3.2).

Se observa que la solución del suelo entre los horizontes de este perfil no muestra marcadas diferencias composicionales, quedando los puntos representados en sectores muy limitados de los campos de la caolinita y montmorillonita (Figura III.3.2). Se deduce así, que estas fases minerales son estables en el medio edáfico, pudiendo incluso llegar a neoformarse en el mismo.

### III.3.2.2.- Ranker de Sierra Nevada (perfil P2)

El perfil P2 presenta valores medios de conductividad eléctrica y pH de  $0,28 \text{ mS cm}^{-1}$  y 6,0, respectivamente (Tabla III.3.2).

De las bases, el catión mayoritario es el sodio ( $1,170 \text{ mmol/l}$ ), seguido del magnesio ( $0,514 \text{ mmol/l}$ ) y del calcio ( $0,482 \text{ mmol/l}$ ) (Tabla 2). Las concentraciones de silicio ( $0,156 \text{ mmol/l}$ ), potasio ( $0,070 \text{ mmol/l}$ ), aluminio ( $0,019 \text{ mmol/l}$ ), hierro ( $0,016 \text{ mmol/l}$ ) y manganeso ( $0,016 \text{ mmol/l}$ ) son las siguientes más abundantes, mientras que las del resto de elementos son minoritarias en este perfil (Tabla III.3.2).

**Tabla III.3.2.-** Análisis de la solución del suelo del perfil P2.

Horizontes	CE ( $\text{mS cm}^{-1}$ )	pH	mmol/l				
			Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Si <sup>4+</sup>
Ah1	0,51	6,6	0,416	0,254	1,529	1,241	0,261
Ah2	0,37	6,9	0,594	0,096	1,027	0,891	0,045
Ah3	0,31	5,6	0,972	0,103	0,678	0,864	0,269
AC	0,27	5,9	1,533	0,058	0,338	0,387	0,184
C	0,24	6,0	0,990	0,044	0,352	0,373	0,084
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>0,28</b>	<b>6,0</b>	<b>1,170</b>	<b>0,070</b>	<b>0,482</b>	<b>0,514</b>	<b>0,156</b>

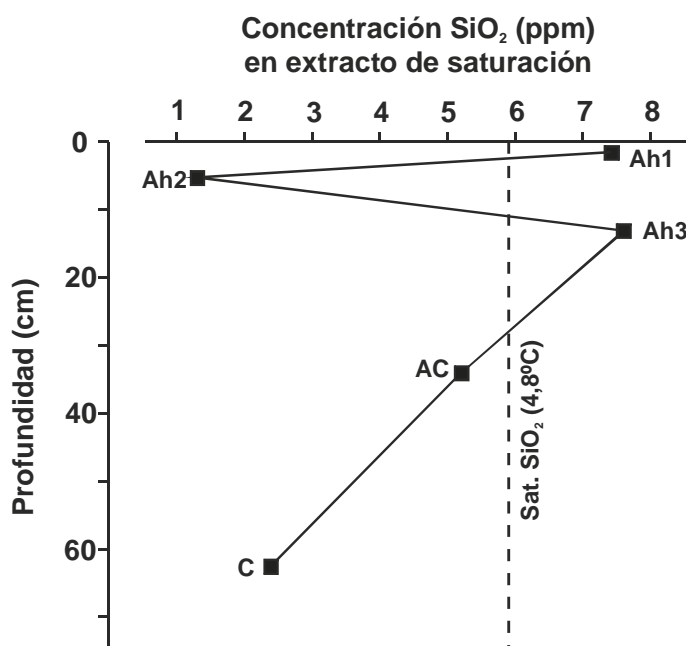
Horizontes	$\mu\text{mmol/l}$						
	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Li <sup>+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Cu <sup>2+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	Ba <sup>2+</sup>
Ah1	31,478	12,134	0,030	50,875	0,102	6,267	0,537
Ah2	18,979	3,138	n.d.	2,698	0,041	3,966	0,199
Ah3	39,124	54,018	0,108	8,433	4,663	2,995	0,194
AC	18,979	25,002	0,261	9,482	0,411	2,554	0,164
C	1,660	1,945	0,187	26,266	0,096	2,538	0,048
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>16,392</b>	<b>19,213</b>	<b>0,189</b>	<b>16,140</b>	<b>0,836</b>	<b>2,850</b>	<b>0,147</b>

<sup>1</sup>Ponderada al espesor de los horizontes.

Los valores de conductividad eléctrica disminuyen progresivamente en profundidad desde  $0,51 \text{ mS cm}^{-1}$ , en el horizonte Ah1, a  $0,24 \text{ mS cm}^{-1}$ , en el horizonte C. Por su parte, el pH está en el campo de la acidez y muestra los valores más elevados en los dos horizontes superiores (6,6 en Ah1 y 6,9 en Ah2) mientras que en el resto del perfil el pH es cercano a 6,0 (Tabla III.3.2).

Los contenidos de silicio, aluminio y hierro sufren un brusco descenso en el horizonte Ah2 para volver a aumentar en el horizonte Ah3, alcanzando valores superiores a los del horizonte superior. Posteriormente su tendencia es la de disminuir de forma progresiva en profundidad (Tabla III.3.2).

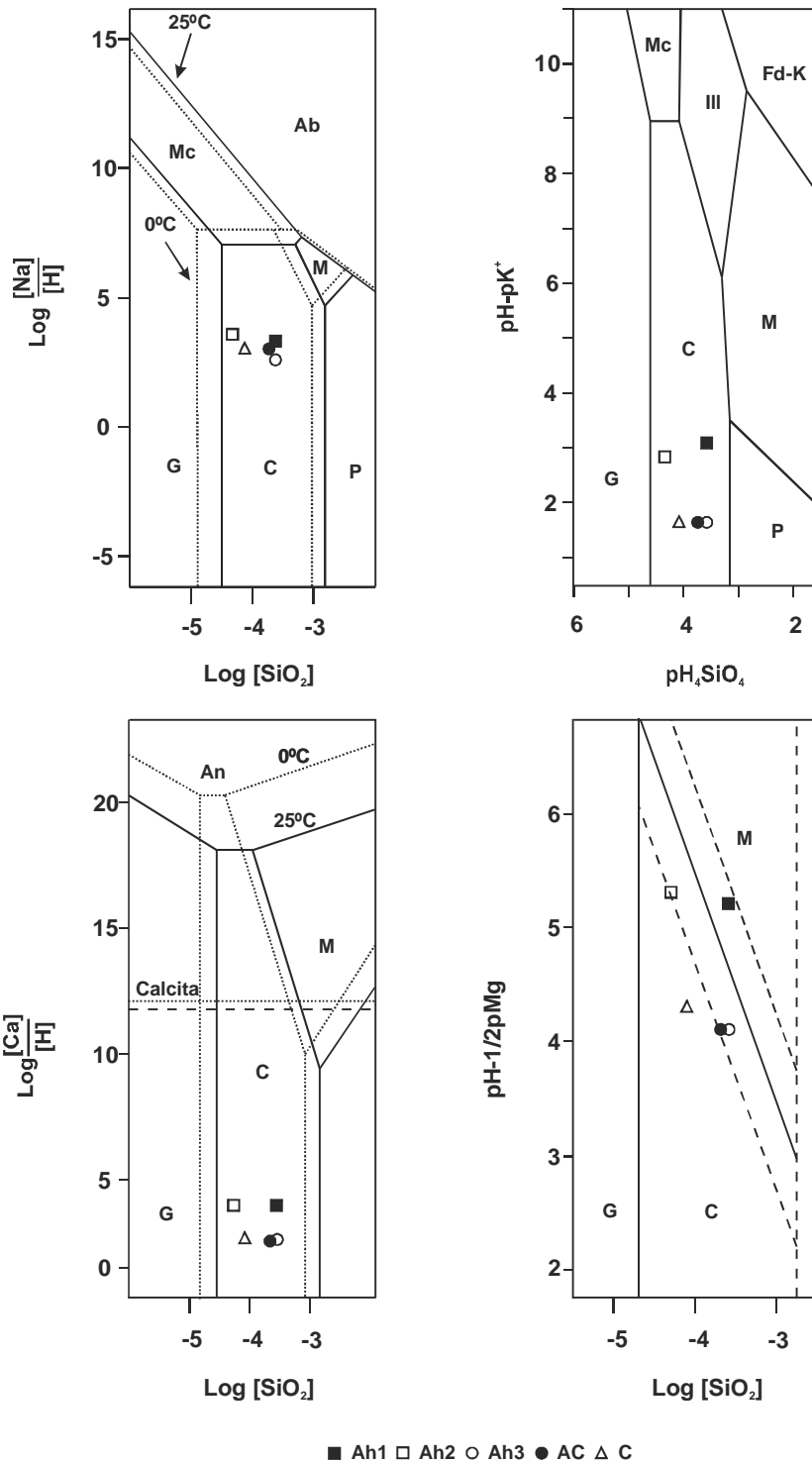
La relación de la concentración de  $\text{SiO}_2$  en la solución del suelo con respecto al límite de saturación de esta fase mineral, calculada según Rimstidt (1997), muestra que todos los horizontes están por debajo de la misma, siendo por tanto el cuarzo inestable en el medio edafocímico, salvo para los horizontes Ah1 y Ah3, donde la concentración supera el límite de saturación y por lo tanto el cuarzo será estable (Figura III.3.3).



**Figura III.3.3.-** Variación de la concentración de  $\text{SiO}_2$  de la solución del suelo con la profundidad del perfil P2. Línea de saturación en  $\text{SiO}_2$  según Rimstidt (1997), a la temperatura media anual del perfil.

La representación gráfica de la composición de la solución del suelo en los diagramas de estabilidad muestra a los horizontes del perfil P2 dentro del campo de la caolinita. Sólo en el caso del sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$  el

horizonte Ah1 queda englobado dentro del campo de estabilidad de la montmorillonita (Figura III.3.4).



**Figura III.3.4.-** Representación gráfica del extracto de saturación de los horizontes del perfil P2 en los diagramas de estabilidad. Los diagramas de los sistemas SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Na<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-H<sub>2</sub>O se han extraído de Droubi *et al.* (1976), el del sistema SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O de Garrels (1984) y el del sistema SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-H<sub>2</sub>O de Weaver *et al.* (1971).  
 Abreviaturas.- Ab: albita; An: anortita; C: caolinita; Fd-K: feldespato potásico; G: gibsita; III: illita; M: montmorillonita; Mc: mica.

En dichos diagramas se observan los puntos que representan la composición de la solución del suelo de los distintos horizontes separados entre sí, e incluso la existencia de dos grupos en los equilibrios  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-H}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$ , diferenciándose los horizontes superiores (Ah1 y Ah2) de los inferiores (Ah3, AC y C) (Figura III.3.4).

### III.3.2.3.- Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas de Sierra Nevada (perfil SR2)

En la solución del suelo del perfil SR2 los valores medios de conductividad eléctrica y pH son  $0,38 \text{ mS cm}^{-1}$  y 7,1, respectivamente (Tabla III.3.3).

El catión sodio es el más abundante ( $1,371 \text{ mmol/l}$ ), seguido de magnesio y calcio, con concentraciones similares entre sí ( $0,782 \text{ mmol/l}$  y  $0,757 \text{ mmol/l}$ , respectivamente) y potasio ( $0,378 \text{ mmol/l}$ ). El silicio ( $0,231 \text{ mmol/l}$ ) es el siguiente en abundancia, siendo el resto minoritarios (Tabla III.3.3).

Tabla III.3.3.- Análisis de la solución del suelo del perfil SR2.

Horizontes	CE (mS cm <sup>-1</sup> )	pH	mmol/l				
			Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Si <sup>4+</sup>
<b>Ap</b>	0,46	7,3	1,717	0,694	1,029	0,830	0,163
<b>AB</b>	0,50	7,2	1,534	0,684	1,036	0,925	0,185
<b>Bt</b>	0,31	7,1	1,035	0,255	0,637	0,623	0,230
<b>BCt1</b>	0,40	7,0	1,611	0,309	0,711	0,918	0,275
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>0,38</b>	<b>7,1</b>	<b>1,371</b>	<b>0,378</b>	<b>0,757</b>	<b>0,782</b>	<b>0,231</b>

Horizontes	µmmol/l						
	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Li <sup>+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Cu <sup>2+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	Ba <sup>2+</sup>
<b>Ap</b>	6,634	2,021	0,311	3,573	0,672	8,722	0,685
<b>AB</b>	5,041	n.d.	0,259	2,861	0,257	8,110	0,681
<b>Bt</b>	3,041	0,842	0,173	5,000	0,443	4,914	0,448
<b>BCt1</b>	3,169	n.d.	0,292	3,107	0,901	6,239	0,627
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>3,700</b>	<b>0,526</b>	<b>0,238</b>	<b>3,912</b>	<b>0,585</b>	<b>6,179</b>	<b>0,564</b>

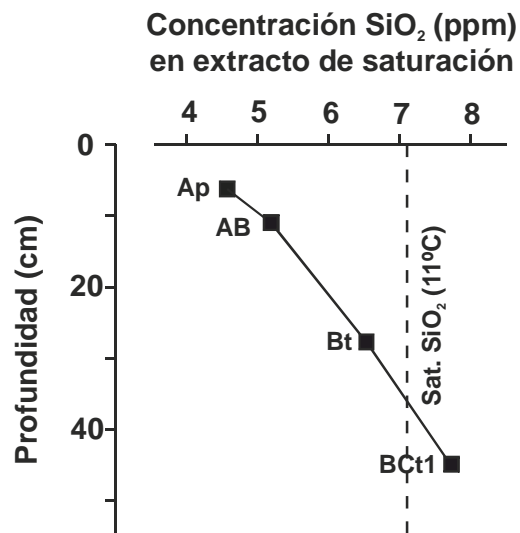
<sup>1</sup>Ponderada al espesor de los horizontes.

A lo largo del perfil, la conductividad eléctrica muestra una tendencia de subidas y bajadas en profundidad, mientras que el pH, con valores cercanos a 7,0, disminuye en profundidad desde 7,3 en el horizonte superior a 7,0 en el horizonte más profundo (Tabla III.3.3).



El silicio, por su parte, tiene una tendencia de ascenso progresivo de su concentración en profundidad (0,163 mmol/l en el horizonte superior y 0,275 mmol/l en el inferior) (Tabla III.3.3).

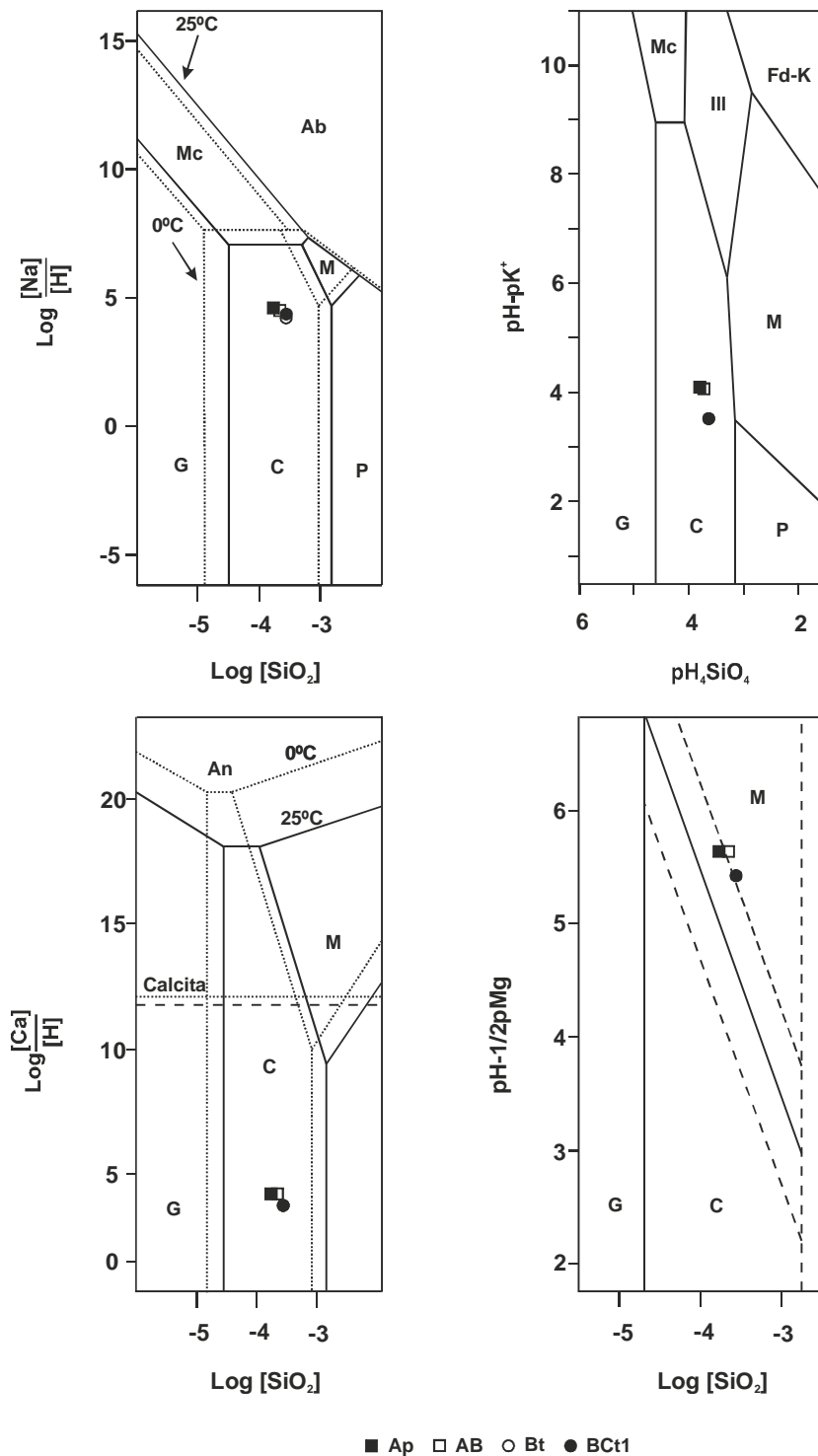
La relación de la concentración de  $\text{SiO}_2$  con respecto al límite de saturación en agua destilada (según Rimstidt, 1997) calculado para este perfil (Figura III.3.5), muestra que la solución del suelo de todos los horizontes, salvo la del horizonte BCt1, tiene contenidos de  $\text{SiO}_2$  en solución por debajo del límite de saturación, siendo por tanto el cuarzo inestable en dichos horizontes y pudiendo verse sometido a procesos de disolución. Por el contrario, en el horizonte BCt1 esta fase mineral será estable en su ambiente edafquímico.



**Figura III.3.5.-** Variación de la concentración de  $\text{SiO}_2$  de la solución del suelo con la profundidad del perfil SR2. Línea de saturación en  $\text{SiO}_2$  según Rimstidt (1997), a la temperatura media anual del perfil.

El estudio de la solución del suelo en los diagramas de estabilidad muestra a todos los horizontes del perfil agrupados dentro del campo de estabilidad de la caolinita, salvo para el caso del diagrama en el que se representa el sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$ , donde todos los horizontes se representan en el campo de estabilidad de la montmorillonita (Figura III.3.6).

La solución del suelo de todos los horizontes muestra una similar composición, ya que todos los puntos se representan muy cercanos entre sí. Sólo en el caso de la solución del suelo del horizonte BCt1, la composición es ligeramente diferente a la del resto de horizontes (Figura III.3.6).



**Figura III.3.6.-** Representación gráfica del extracto de saturación de los horizontes del perfil SR2 en los diagramas de estabilidad. Los diagramas de los sistemas  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-H}_2\text{O}$  se han extraído de Droubi *et al.* (1976), el del sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$  de Garrels (1984) y el del sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$  de Weaver *et al.* (1971).

Abreviaturas.- Ab: albita; An: anortita; C: caolinita; Fd-K: feldespato potásico; G: gibsitia; III: illita; M: montmorillonita; Mc: mica.

### III.3.2.4.- Suelo Rojo sobre conglomerados del Llano de la Perdiz (perfil P3)

La conductividad eléctrica de la solución del suelo de este perfil presenta un valor medio de  $0,50 \text{ mS cm}^{-1}$ . Por su parte, el pH muestra un valor medio de 8,0 (Tabla III.3.4).

De las bases el catión sodio es el más abundante, con un valor medio de  $1,201 \text{ mmol/l}$ . Le siguen en abundancia el magnesio ( $1,152 \text{ mmol/l}$ ) y el calcio ( $1,145 \text{ mmol/l}$ ), siendo minoritario el potasio ( $0,087 \text{ mmol/l}$ ) (Tabla III.3.4).

El contenido en silicio ( $0,205 \text{ mmol/l}$ ) es superior al de hierro y aluminio, cuyas concentraciones son anecdóticas (Tabla III.3.4).

Tabla III.3.4.- Análisis de la solución del suelo del perfil P3.

Horizontes	CE (mS cm <sup>-1</sup> )	pH	mmol/l				
			Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Si <sup>4+</sup>
<b>A</b>	1,53	8,0	2,007	0,817	3,577	4,348	0,631
<b>AB</b>	0,81	8,0	1,182	0,188	1,898	1,808	0,315
<b>Bt</b>	0,41	8,0	1,053	0,034	0,928	0,799	0,149
<b>Btg</b>	0,41	8,0	1,182	0,026	0,977	0,950	0,141
<b>BCtg</b>	0,32	8,0	1,264	0,017	0,627	0,767	0,211
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>0,50</b>	<b>8,0</b>	<b>1,201</b>	<b>0,087</b>	<b>1,145</b>	<b>1,152</b>	<b>0,205</b>

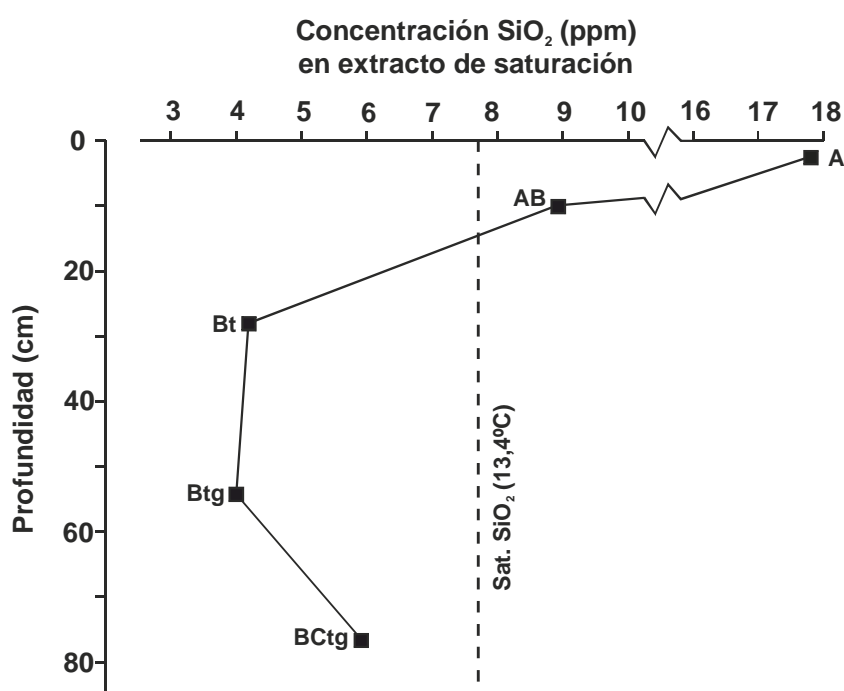
Horizontes	µmmol/l						
	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Li <sup>+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Cu <sup>2+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	Ba <sup>2+</sup>
<b>A</b>	26,572	1,236	0,385	26,521	0,291	23,910	2,037
<b>AB</b>	11,698	0,213	0,210	4,873	0,174	11,504	0,828
<b>Bt</b>	4,896	0,149	0,108	1,445	0,077	4,570	0,318
<b>Btg</b>	5,583	0,385	0,148	0,748	0,063	4,766	0,315
<b>BCtg</b>	3,191	0,112	0,189	0,375	0,099	3,167	0,145
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>6,762</b>	<b>0,280</b>	<b>0,165</b>	<b>2,666</b>	<b>0,101</b>	<b>6,243</b>	<b>0,435</b>

<sup>1</sup>Ponderada al espesor de los horizontes.

Los valores de conductividad eléctrica se caracterizan por disminuir en profundidad desde  $1,53 \text{ mS cm}^{-1}$ , en el horizonte A, a  $0,32 \text{ mS cm}^{-1}$ , en el horizonte BCtg. El pH, por su parte, se mantiene constante a lo largo del perfil, con un valor de 8 (Tabla III.3.4).

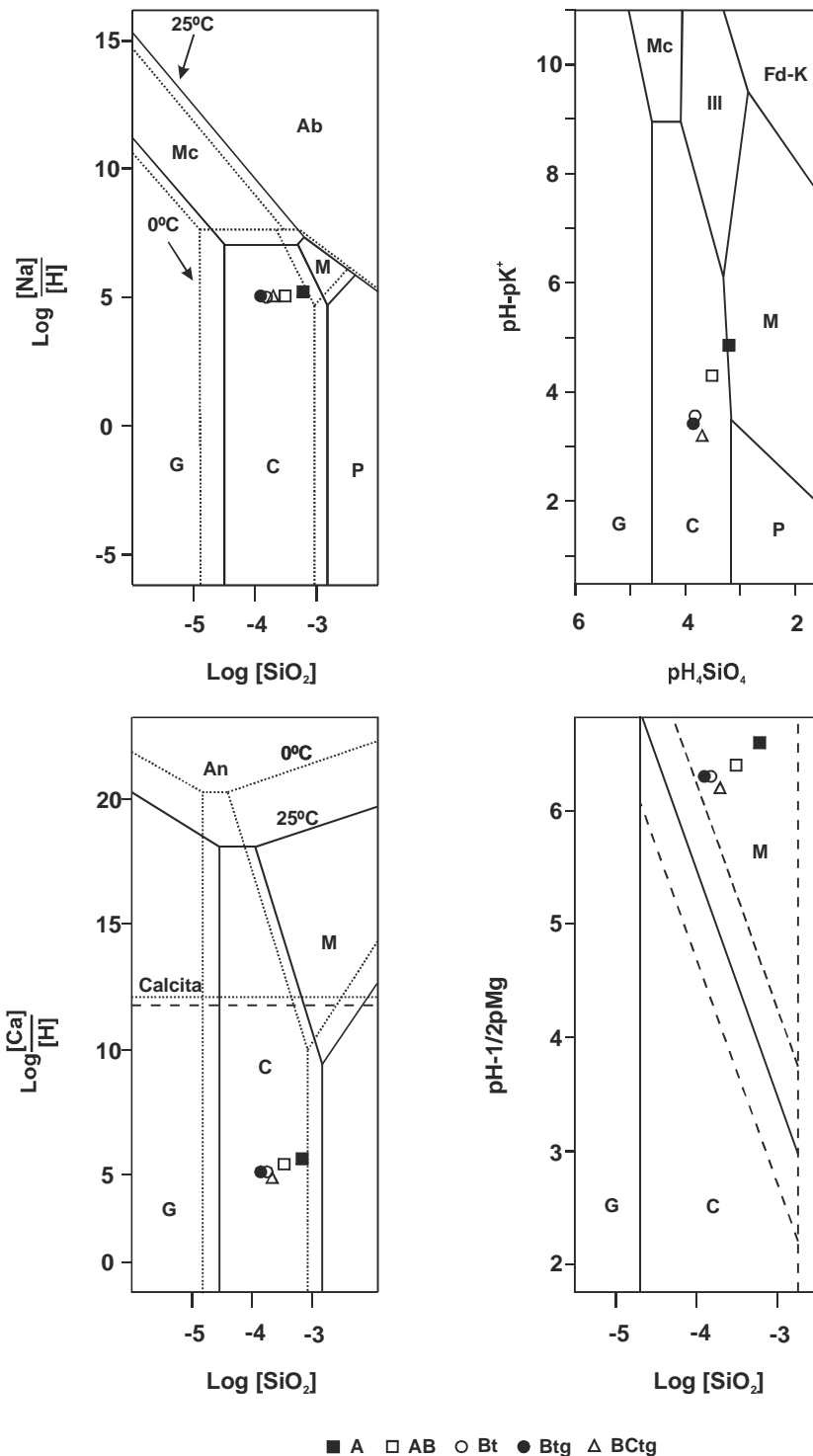
La concentración de silicio desciende hacia los horizontes inferiores del perfil, aunque sufre un ligero ascenso en el horizonte más profundo (Tabla III.3.4).

La relación de la concentración de  $\text{SiO}_2$  con respecto al límite de saturación en agua destilada, calculado según los datos de Rimstidt (1997), muestra que en los horizontes inferiores del perfil dicha concentración está por debajo del límite de saturación (Figura III.3.7), mientras que en los horizontes superiores, y sobre todo en el horizonte A, la concentración de  $\text{SiO}_2$  en la solución del suelo supera dicho límite de saturación. De esta forma el cuarzo es inestable en la parte inferior del perfil, pudiendo verse sometido a procesos de disolución.



**Figura III.3.7.-** Variación de la concentración de  $\text{SiO}_2$  de la solución del suelo con la profundidad del perfil P3. Línea de saturación en  $\text{SiO}_2$  según Rimstidt (1997), a la temperatura media anual del perfil.

En los diagramas de estabilidad los horizontes quedan englobados dentro del campo de la caolinita, salvo el horizonte superior del perfil (horizonte A) que queda representado en el límite caolinita-montmorillonita en los sistemas  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ . En el primer caso, este límite es el que representa los campos de estabilidad a  $0^\circ\text{C}$ . Por su parte en el sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$ , todos los horizontes permanecen en el campo de estabilidad de la montmorillonita (Figura III.3.8).



**Figura III.3.8.-** Representación gráfica del extracto de saturación de los horizontes del perfil P3 en los diagramas de estabilidad. Los diagramas de los sistemas SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Na<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-H<sub>2</sub>O se han extraído de Droubi *et al.* (1976), el del sistema SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub>O de Garrels (1984) y el del sistema SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO-H<sub>2</sub>O de Weaver *et al.* (1971).

Abreviaturas.- Ab: albita; An: anortita; C: caolinita; Fd-K: feldespato potásico; G: gibsita; III: illita; M: montmorillonita; Mc: mica.

### III.3.2.5.- Fluvisol de la Vega de Granada (perfil P4)

En este perfil, el valor medio de la conductividad eléctrica es de 1,09 mS cm<sup>-1</sup> y el del pH de 8,2 (Tabla III.3.5).

El catión que presenta mayor concentración media es el sodio (1,636 mmol/l), seguido de magnesio y calcio, con concentraciones similares entre sí (1,542 mmol/l y 1,521 mmol/l, respectivamente), y potasio (0,550 mmol/l) (Tabla III.3.5).

El silicio muestra una concentración media de 0,330 mmol/l, mientras que el resto son elementos minoritarios (Tabla III.3.5).

Tabla III.3.5.- Análisis de la solución del suelo del perfil P4.

Horizontes	CE (mS cm <sup>-1</sup> )	pH	mmol/l				
			Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Si <sup>4+</sup>
<b>Ap</b>	1,56	8,0	1,888	1,092	2,459	2,653	0,587
<b>C</b>	1,00	8,3	1,568	0,354	1,272	1,223	0,266
<b>2Cg</b>	1,00	8,3	1,892	0,279	1,272	1,241	0,197
<b>3C</b>	0,69	8,2	1,108	0,334	0,912	0,866	0,210
<b>4C</b>	0,85	8,1	1,751	0,270	0,917	0,767	0,191
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>1,09</b>	<b>8,2</b>	<b>1,636</b>	<b>0,550</b>	<b>1,521</b>	<b>1,542</b>	<b>0,330</b>

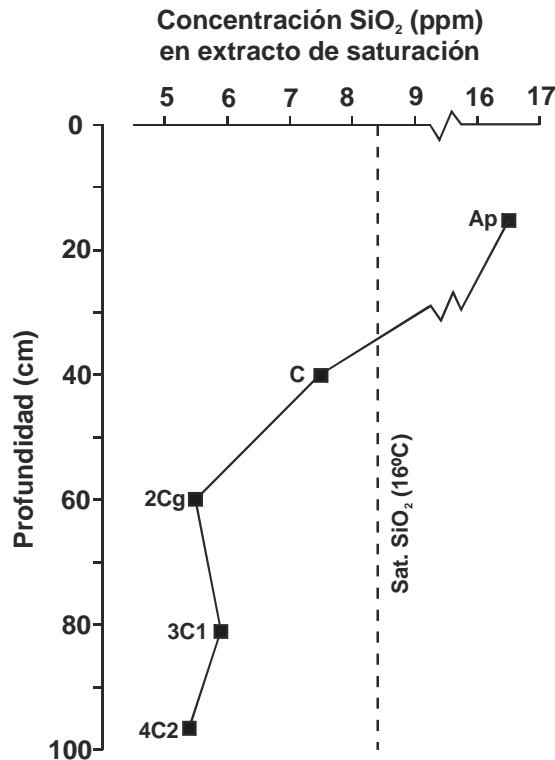
Horizontes	µmmol/l						
	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Li <sup>+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Cu <sup>2+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	Ba <sup>2+</sup>
<b>Ap</b>	18,550	0,254	2,974	0,532	0,462	18,888	1,003
<b>C</b>	7,992	0,027	2,311	0,104	0,437	9,886	0,555
<b>2Cg</b>	8,067	0,312	2,278	0,072	0,466	9,743	0,498
<b>3C</b>	5,469	n.d.	1,634	0,053	0,257	6,664	0,258
<b>4C</b>	6,047	1,211	1,572	0,054	0,191	6,585	0,207
<b>Media<sup>1</sup></b>	<b>10,458</b>	<b>0,229</b>	<b>2,296</b>	<b>0,211</b>	<b>0,391</b>	<b>11,586</b>	<b>0,585</b>

<sup>1</sup>Ponderada al espesor de los horizontes. n.d.: no detectado.

Los valores de conductividad eléctrica se caracterizan por experimentar un descenso con la profundidad del perfil, desde 1,56 mS cm<sup>-1</sup>, en el horizonte Ap, a 0,69 mS cm<sup>-1</sup> en el horizonte 3C. En el horizonte más profundo (4C) este valor sufre un ligero ascenso (0,85 mS cm<sup>-1</sup>). Por su parte, el pH se mantiene relativamente constante en todo el perfil (Tabla III.3.5).

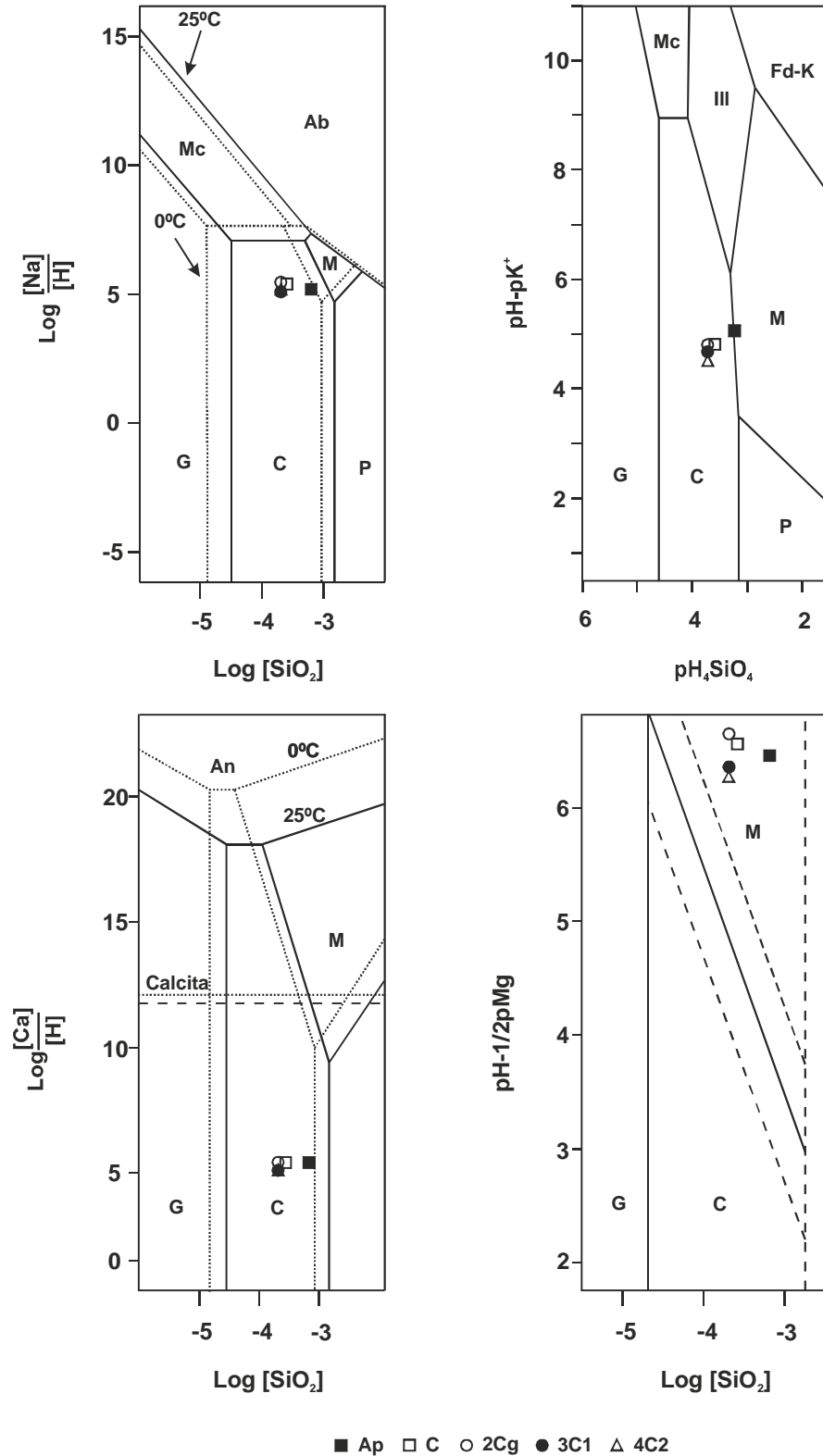
Por su parte, el silicio experimenta un descenso de su concentración en profundidad, desde 0,587 mmol/l, en el horizonte Ap, a 0,191 mmol/l, en el horizonte 4C (Tabla III.3.5). Destacar el ligero aumento en el horizonte 3C (0,210 mmol/l) con respecto a sus horizontes supra e infrayacente (Tabla III.3.5).

La concentración de  $\text{SiO}_2$  en la solución del suelo se caracteriza por estar bajo su límite de saturación en agua destilada (según Rimstidt, 1997) en todos los horizontes del perfil, salvo para el horizonte Ap donde dicha concentración es mucho más elevada (Figura III.3.9). Con estos datos se puede decir que el cuarzo es inestable en el medio edafocímico de los horizontes inferiores del suelo, mientras que en su horizonte superior se caracteriza por ser una fase mineral estable.



**Figura III.3.9.-** Variación de la concentración de  $\text{SiO}_2$  de la solución del suelo con la profundidad del perfil P4. Línea de saturación en  $\text{SiO}_2$  según Rimstidt (1997), a la temperatura media anual del perfil.

En los diagramas de estabilidad todos los horizontes ocupan el campo de estabilidad de la caolinita menos el horizonte Ap, representado justo en el límite caolinita-montmorillonita en los sistemas  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ , siendo, en el primer caso, el límite entre los campos de estabilidad a  $0^\circ\text{C}$ . En el sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$ , todos los horizontes del perfil ocupan el campo de estabilidad de la montmorillonita (Figura III.3.10).



**Figura III.3.10.-** Representación gráfica del extracto de saturación de los horizontes del perfil P4 en los diagramas de estabilidad. Los diagramas de los sistemas  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-H}_2\text{O}$  se han extraído de Droubi *et al.* (1976), el del sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$  de Garrels (1984) y el del sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-H}_2\text{O}$  de Weaver *et al.* (1971).

Abreviaturas.- Ab: albita; An: anortita; C: caolinita; Fd-K: feldespato potásico; G: gibsita; III: illita; M: montmorillonita; Mc: mica.





### III.3.3.- DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos del estudio de la solución del suelo muestran concentraciones relativamente bajas de  $\text{SiO}_2$  en la mayoría de los horizontes de los perfiles analizados. De ellos, el perfil P2 es el que menores concentraciones en solución muestra de esta fase mineral. Aunque el pH medio, tanto del suelo ( $\text{pH}_{\text{P1}}= 8$ ;  $\text{pH}_{\text{P2}}= 6$ ;  $\text{pH}_{\text{SR2}}= 6$ ;  $\text{pH}_{\text{P3}}= 7,2$ ;  $\text{pH}_{\text{P4}}= 7,8$ ) como de la solución del suelo ( $\text{pH}_{\text{P1}}= 8$ ;  $\text{pH}_{\text{P2}}= 6$ ;  $\text{pH}_{\text{SR2}}= 7,1$ ;  $\text{pH}_{\text{P3}}= 8$ ;  $\text{pH}_{\text{P4}}= 8,2$ ), para todos los perfiles, es inferior a los valores en los que se alcanza la máxima solubilidad del cuarzo ( $\text{pH}= 9$ ; Drees *et al.*, 1989), las concentraciones de  $\text{SiO}_2$  se caracterizan por estar por debajo de los límites de saturación de esta fase mineral en agua destilada (Rimstidt, 1997), por lo que este mineral será inestable en el medio edafquímico de los suelos estudiados, sufriendo procesos de disolución. En este sentido, son evidentes las señales superficiales de disolución en muchos de los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera observados mediante microscopía electrónica de barrido y que se mostrarán en capítulos posteriores de esta Tesis Doctoral.

Las representaciones gráficas en los diagramas de estabilidad ponen de manifiesto un ambiente geoquímico de estabilidad para la caolinita, principalmente, y montmorillonita en todos los perfiles estudiados, salvo para el caso del perfil P2 en el que sólo uno de sus horizontes (Ah1) muestra una composición de la solución del suelo en la que la montmorillonita es estable (Figura III.3.4). El resto de las fases minerales serán inestables en los ambientes edafquímicos.

La caolinita se caracteriza por ser principalmente un mineral neoforado en el suelo, aunque también puede estar presente por mecanismos de herencia (Delgado *et al.*, 2003). En el caso de la montmorillonita, se trata de una fase mineral que principalmente aparece en los suelos por un proceso de transformación a partir de la illita (Martín-García *et al.*, 1998). Aún así, medios edafquímicos adecuados pueden permitir la neoforación de este mineral (Borchardt, 1989). El resto de las fases minerales serán inestables en los ambientes edafquímicos de los suelos analizados, lo que conlleva a la alteración y transformación de los mismos. En este sentido la transformación de la illita puede ser la causa de la presencia de montmorillonita en estos suelos. Sin embargo, las bajas proporciones en las que aparece hacen pensar que su presencia pueda deberse más a la neoforación a partir de los elementos disueltos en la solución del suelo. Esta situación es coherente con las

conclusiones de Torrent (1995) en las que establece a la caolinita como la fase mineral más estable de los suelos mediterráneos, en los que la actividad de la sílice es baja. Otras conclusiones similares han sido establecidas por los estudios de Delgado *et al.* (1990) y Martín-García *et al.* (1998, 2004).

La representación dentro del campo de estabilidad de la caolinita de los horizontes del perfil P1 pone de manifiesto un ambiente químico favorable para la neoformación de esta fase mineral. Sin embargo, la caolinita ha sido reconocida en el residuo insoluble de los materiales originales sobre los que este perfil se ha desarrollado, por lo que su presencia en el suelo puede ser también debida a la herencia desde dichos materiales originales.

En el caso de los perfiles de Sierra Nevada (P2 y SR2) la caolinita no está presente en los materiales originales sobre los que se han desarrollado, ya que se trata de rocas sometidas a un metamorfismo regional de grado moderado (micaesquistos y cuarcitas) (Puga, 1976). Se piensa por tanto que su presencia en estos perfiles, con valores medios de abundancia del 9%, para P2, y del 17% para SR2, sea causa de la neoformación del mineral en el medio edáfico. Sin embargo, cabe la posibilidad de que parte de esta caolinita sea heredada por procesos de transporte de partículas por el viento; el polvo de nieve analizado contiene caolinita en su composición mineralógica.

El perfil P3 es, de todos los perfiles estudiados, el que mayor porcentaje de caolinita presenta en su composición mineralógica (30% en valor medio). Parte de la misma procede, probablemente, de la herencia desde su sedimento original (6% en valor medio) y desde las gravas de sus horizontes, las cuales se caracterizan por estar muy alteradas y contener caolinita en su composición mineralógica. Sin embargo, las elevadas proporciones de caolinita en la fracción arcilla de la tierra fina no pueden explicarse sólo por un proceso de herencia, así que se piensa que la neoformación de este mineral en el ambiente edáfico es importante.

Al igual que en el resto de perfiles, en el perfil P4 la solución del suelo de sus horizontes queda representada dentro de los campos de estabilidad de la caolinita y montmorillonita (Figura III.3.10). Se infiere igualmente un ambiente químico favorable para la neoformación de estos minerales. Los periodos de encharcamiento temporal a los que este suelo se ve sometido favorecen la formación de nuevas fases minerales en el medio. Aún así, el continuo aporte de material característico del ambiente fluvial donde se ha desarrollado el perfil

puede permitir la presencia de estas fases minerales por herencia desde las distintas áreas fuente.



### **III.4.- FORMAS LIBRES TOTALES EN TIERRA FINA**



### III.4.1.-INTRODUCCIÓN

El desarrollo de un suelo se traduce en la continua transformación química, mineralógica y estructural de un material de partida (o roca madre), generando un nuevo ente natural con sus propias características.

Durante los procesos de transformación química y mineralógica, se liberan, parcial o totalmente, los elementos que forman parte de las redes cristalinas de los minerales, pasando éstos a formar parte de la solución del suelo y quedando expuestos a distintos procesos de fijación, lavado o reorganización en nuevas fases minerales.

Lo que se conoce como “formas u óxidos libres” del suelo representa a los oxihidróxidos, mayoritariamente de silicio, aluminio y hierro, ubicados sobre las superficies de las partículas minerales y orgánicas, muchas veces ejerciendo el papel de cemento entre ellas.

Conocer el contenido y composición de los óxidos libres en el suelo ayuda a entender distintos procesos edafológicos y propiedades del mismo. Así por ejemplo, el proceso de rubefacción está íntimamente relacionado con los óxidos libres de hierro y su asociación con las fracciones granulométricas del suelo, principalmente con la arcilla. Por otro lado, la estabilización de los agregados en el suelo se ve favorecida por la presencia de óxidos libres en el medio, ya que actúan como puentes de unión entre las partículas; los óxidos libres de hierro favorecen la unión entre las partículas de arcilla (Colombo y Torrent, 1991; Ohtsubo *et al.*, 1991; Barberis *et al.*, 1991) mientras que la sílice amorfa genera puentes entre los óxidos de hierro y las distintas partículas del suelo (Ajmone Marsan y Torrent, 1989; Colombo y Torrent, 1991).

En definitiva, la medida de la concentración de las formas libres en el suelo es un modo de medir la alteración, ya que se trata de elementos muy inmóviles que precipitan rápidamente una vez liberados de las redes cristalinas de los minerales cuando estos se meteorizan.

Muy interesante para el desarrollo de esta Tesis Doctoral es tener en cuenta el papel que tiene la adsorción superficial de determinados iones metálicos y moléculas sobre el cuarzo, y cómo afecta esto a los procesos de disolución de dicho mineral; no se trata de una interacción directa de esos iones o moléculas con la superficie del mineral cuarzo, sino con los óxidos de hierro (principalmente gohetita y ferrihidrita), de manganeso, de aluminio y las partículas de arcilla que recubren el exterior o rellenan las grietas del mineral. Desde hace algunas décadas se sabe que iones como  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,



$\text{Ag}^+$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Pb}^{4+}$  y  $\text{Hg}^{2+}$  son capaces de generar formas complejas con la sílice, creando coberturas insolubles sobre los granos de cuarzo que los protegen ante los procesos de disolución (Jones y Handreck, 1963; Beckwith y Reeve, 1963; Lidstrom, 1968). En este sentido, Evans (1965) atribuyó la gran estabilidad de granos de cuarzo detríticos a la presencia de capas moleculares de  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  sobre los mismos. Pero la presencia de estas coberteras es dependiente del pH del medio, viéndose retardada su formación en ambientes ácidos.

El hierro es un elemento mayor presente en muchas rocas de la corteza terrestre y su estado, dentro de los minerales silicatados, es principalmente como hierro ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) (Schwertmann y Taylor, 1989). Con la meteorización de los minerales del suelo el hierro ferroso es liberado de las redes cristalinas, pudiendo crear, como se ha comentado anteriormente, formas complejas con la sílice y capas insolubles protectoras sobre los granos de cuarzo (Morris y Fletcher, 1987). Sin embargo, el hierro ferroso en presencia de oxígeno es inestable, oxidándose inmediatamente para mostrarse en el medio como hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) (Schwertmann y Taylor, 1989), lo que genera una caída de los valores del pH del ambiente geoquímico (Morris y Fletcher, 1987). Bajo estas condiciones se generan complejos de hierro férrico y sílice solubles ( $\text{FeH}_3\text{SiO}_4^{2+}$ ), rompiéndose la capa protectora sobre los granos de cuarzo y favoreciéndose su disolución (Morris y Fletcher, 1987).

Otros componentes y sustancias que pueden ser adsorbidos por la superficie del mineral cuarzo, y que pueden influir en la estabilidad del mismo en el suelo, son metales pesados y elementos traza (Perez-Sirvent *et al.*, 2010; Prudencio *et al.*, 2010), pesticidas (Pateiro-Moure *et al.*, 2010), fosfatos y otros aniones (Arias *et al.*, 2006; Ilg *et al.*, 2008; Reilly, Fishman y Baehr, 2009; Pateiro-Moure *et al.*, 2010), antibióticos (Peterson, O'Meara y Seymour, 2008; Tanis, Hanna y Emmanuel, 2008) e hidrocarburos policíclicos aromáticos (Muller, Totsche y Kogel-Knabner, 2007). La adsorción de todo este tipo de sustancias hacen que, principalmente en suelos de textura arenosa, los granos de cuarzo recubiertos o rellenos de óxidos y arcillas jueguen un papel trascendental en la posible toxicidad de esos suelos y en la nutrición de las plantas (Koele y Hildebrand, 2008).

En esta sección se ha analizado la concentración de las formas libres totales de hierro, aluminio y silicio en la tierra fina de los cinco suelos seleccionados, empleando como extractante el citrato-ditionito sódico (Holmgren, 1967).

### III.4.2.- DESCRIPCIÓN DE RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### III.4.2.1.- Tierra Parda de Sierra Elvira (perfil P1)

De las formas libres totales analizadas en el perfil P1, el hierro libre (en valor medio) es el que se encuentra en mayor proporción (0,36%). Le siguen en abundancia el silicio libre (0,11%) y el aluminio libre (0,09%), ambos con proporciones similares entre sí (Tabla III.4.1).

**Tabla III.4.1.-** Porcentajes de óxidos libres totales (CD) en la fracción tierra fina de los horizontes del perfil P1.

Horizontes	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Total
<b>Ah</b>	0,83	0,21	0,23	1,27
<b>Bw</b>	0,92	0,23	0,20	1,35
<b>Bck</b>	0,75	0,20	0,20	1,15
<b>2CBk</b>	0,35	0,13	0,17	0,65
<b>2Ck1</b>	0,22	0,15	0,18	0,54
<b>2Ck2</b>	0,21	0,05	0,05	0,31
<b>3C</b>	0,21	0,02	0,05	0,28
<b>Media*</b>	<b>0,36</b>	<b>0,09</b>	<b>0,11</b>	<b>0,56</b>

CD: citrato-ditionito

\*Ponderada al espesor de los horizontes.

El hierro libre disminuye progresivamente en profundidad, desde 0,83% en el horizonte superior hasta 0,21% en los dos horizontes inferiores. El máximo valor lo presenta el horizonte Bw (0,92%) (Tabla III.4.1).

El silicio y el aluminio libres tienen una tendencia similar a la del hierro libre: sus porcentajes disminuyen en profundidad desde 0,23% a 0,05%, para el silicio libre, y desde 0,21% a 0,02%, para el aluminio libre. El silicio libre presenta su mayor porcentaje en el horizonte Ah (0,23%) y el aluminio libre en el horizonte Bw (0,23%). En ambos casos se reconoce un descenso brusco de los porcentajes en los dos horizontes más profundos del perfil (2Ck2 y 3C) (Tabla III.4.1).

Con los resultados expuestos cabe destacar que el horizonte Bw es el que presenta mayor contenido de formas libres totales (1,35%) del perfil (Tabla III.4.1), lo que es coherente con su condición de horizonte de alteración.

El descenso observado de la concentración de todas las formas libres totales con la profundidad puede ser explicado por dos situaciones no excluyentes entre sí: 1) la existencia de una menor alteración en los horizontes más profundos del perfil; 2) la herencia de materiales de naturaleza diferente de acuerdo a los distintos materiales parentales sobre los que se ha desarrollado el perfil (discontinuidades litológicas).

Como se recoge en la sección III.2.2 de esta Tesis Doctoral, el perfil P1 se caracteriza por presentar, en general, bajos contenidos en minerales de hierro (goethita y hematites) en todas sus fracciones granulométricas (Tabla III.2.2). Sin embargo, el residuo insoluble de sus materiales originales (afloramientos rocosos y fragmentos en superficie, ambos de naturaleza carbonatada), y el de las gravas carbonatadas de los horizontes superiores, contiene una mayor proporción de estas fases minerales, alcanzando hasta el 6% de abundancia en algunos casos (Tabla III.2.2). Los procesos de lavado de carbonatos, característicos de este perfil, podrían favorecer la disolución de los materiales originales y gravas y el paso a la tierra fina del residuo insoluble, sobre todo en sus horizontes superficiales. De esta forma, la alteración de los minerales ricos en hierro de dicho residuo, durante la actuación de los procesos de desarrollo del suelo, podría generar la liberación del hierro y explicar así los altos porcentajes de este óxido libre en los horizontes superiores del perfil (Tabla III.4.1).

A partir del horizonte 2CBk el hierro libre sufre un brusco descenso de su concentración, manteniendo valores próximos a los mostrados por el aluminio y silicio libres (Tabla III.4.1). Este descenso destacado coincide con la primera discontinuidad litológica reconocida en el perfil, marcada por una caída en el contenido de grava y arena, y un aumento en los porcentajes de limo y arcilla (Tabla III.1.2), junto con un cambio en la composición mineralógica (Tabla III.2.2). Cabe destacar que el material parental sobre el que se desarrollan los horizontes inferiores del perfil P1 consiste en margocalizas y margas, *in situ*, de edad pliocuaternaria, considerándose al horizonte 3C como este material poco modificado (ver sección III.1.1 de esta Tesis Doctoral). Tanto en las distintas fracciones de la tierra fina de este horizonte como en el residuo insoluble de sus gravas, el contenido en minerales de hierro es muy bajo (Tabla III.2.2), hecho que puede ser la causa del descenso brusco observado en las concentraciones de hierro libre de los horizontes inferiores del perfil. Además, hay que añadir que a los horizontes 2CBk, 2Ck1 y 2Ck2 se les considera como materiales margosos poco alterados, en los que los procesos edafogénicos sólo han provocado una pérdida de su estructura de roca (ver sección III.1.1 de esta Tesis Doctoral).

Aunque, en general, los minerales de hierro de los horizontes de este perfil son heredados desde sus materiales originales (residuo insoluble de los mismos), no se puede descartar un carácter neoforado de los mismos, ya que aparecen en la fracción arcilla del suelo en un porcentaje relativamente importante. Los valores más elevados se reconocen en los horizontes superiores

del perfil (Tabla III.2.2) donde la concentración de este óxido libre es mayor (Tabla III.4.1). Así, puede ser que las formas libres del hierro procedan, en gran medida, de la alteración de los minerales de la fracción arcilla.

#### III.4.2.2.- Ranker de Sierra Nevada (perfil P2)

En el perfil P2, el hierro libre es el elemento más abundante con un valor medio de 2,21%, seguido del aluminio libre (0,43%). El contenido de silicio libre (0,04%) es poco importante (Tabla III.4.2).

**Tabla III.4.2.-** Porcentajes de óxidos libres totales (CD) en la fracción tierra fina de los horizontes del perfil P2.

Horizontes	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Total
<b>Ah1</b>	1,61	0,30	0,06	1,96
<b>Ah2</b>	1,87	0,27	0,04	2,18
<b>Ah3</b>	2,06	0,33	0,06	2,45
<b>AC</b>	2,53	0,49	0,05	3,07
<b>C</b>	2,00	0,42	0,03	2,45
<b>Media*</b>	<b>2,21</b>	<b>0,43</b>	<b>0,04</b>	<b>2,68</b>

CD: citrato-ditionito

\*Ponderada al espesor de los horizontes.

La tendencia de los valores de las formas libres del hierro y aluminio es la del aumento en profundidad hasta el horizonte AC, para descender ligeramente en el horizonte inferior. El silicio libre se mantiene constante, y con valores muy bajos, a lo largo de todo el perfil (Tabla III.4.2).

El hierro libre pasa de 1,61% en el horizonte superior a 2,00% en el horizonte más profundo, mostrando su máximo valor en el horizonte AC (2,53%). Por su parte, el aluminio libre pasa de 0,30% en el horizonte superior a 0,42% en el inferior, con una concentración máxima igualmente en el horizonte AC (0,49%) (Tabla III.4.2).

El material parental sobre el que se ha desarrollado este perfil consiste en un derrubio de micaesquistos y cuarcitas en los que se han reconocido ciertas cantidades de minerales de hierro y un alto contenido de minerales del grupo de los filosilicatos (Tabla III.2.4). De igual forma, el polvo mineral de la nieve de Sierra Nevada también contiene ciertas cantidades de estos minerales en su composición mineralógica (Tabla III.2.5). La alteración y descomposición de estos materiales durante el desarrollo edafogenético del suelo, permitirá que los minerales de hierro y los filosilicatos que contienen sean heredados a las

fracciones de su tierra fina y posteriormente alterados en el medio edafoquímico, favoreciéndose la liberación de los óxidos libres.

Los contenidos de goethita y hematites (detectados por DRX) en el perfil P2 son bajos en todas sus fracciones granulométricas (Tabla III.2.4). Es sólo la fracción arcilla la que presenta unas mayores concentraciones de goethita en todos los horizontes salvo en el Ah1. Por su parte, el grupo de los filosilicatos es muy abundante en todas las fracciones del suelo, siendo igualmente mayor en la fracción arcilla (Tabla III.2.4). Esta situación, junto a la existencia de minerales neoformados (caolinita y esmectita) en la arcilla (Tabla III.2.6), permite suponer que en parte los minerales de hierro proceden de la neoformación mineral, al existir mayor actividad química del medio, sobre todo en el horizonte AC donde las concentraciones de formas libres son máximas (Tabla III.4.2).

#### III.4.2.3.- Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas de Sierra Nevada (perfil SR2)

En el perfil SR2, el hierro libre es el elemento más abundante con un valor medio de 4,30%. Le sigue en abundancia el aluminio libre con un 0,52%, siendo minoritario el silicio libre con un porcentaje de 0,12% (Tabla III.4.3).

La tendencia general de estos óxidos libres en el perfil es el aumento en profundidad, muy evidente para el hierro y el aluminio libres y más sutil en el caso del silicio libre (Tabla III.4.3).

**Tabla III.4.3.-** Porcentajes de óxidos libres totales (CD) en la fracción tierra fina de los horizontes del perfil SR2.

Horizontes	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Total
<b>Ap</b>	2,46	0,23	0,06	2,75
<b>AB</b>	3,37	0,36	0,09	3,82
<b>Bt</b>	3,99	0,60	0,11	4,70
<b>BCt1</b>	3,79	0,38	0,11	4,28
<b>BCt2</b>	5,69	0,64	0,15	6,48
<b>Media*</b>	<b>4,30</b>	<b>0,52</b>	<b>0,12</b>	<b>4,94</b>

CD: citrato-ditionito

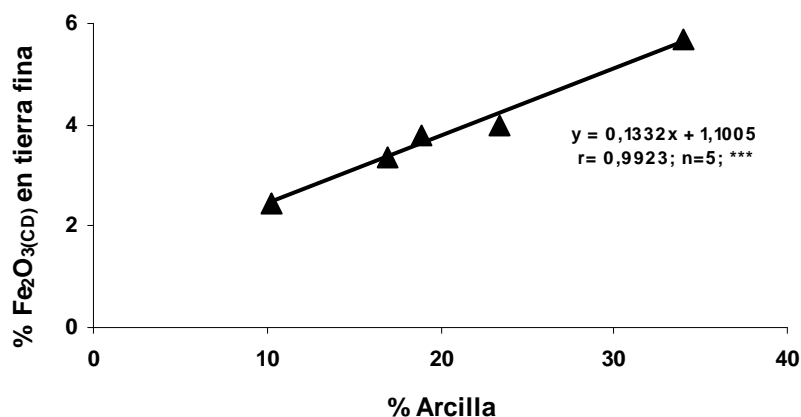
\*Ponderada al espesor de los horizontes.

El hierro libre crece en profundidad desde 2,46%, en el horizonte superior, a un máximo de 5,69% en el horizonte BCt2, correspondiente con un material de relleno de fisuras (ver sección III.1.3 de esta Tesis Doctoral). En esta secuencia se reconoce un máximo relativo en el horizonte intermedio Bt (3,99%). Por su parte, el aluminio libre aumenta desde 0,23%, en el horizonte más

superficial, a 0,64% en BCt2, presentando también un máximo relativo en el horizonte Bt de 0,60% (Tabla III.4.3).

La composición mineralógica de este perfil destaca por el porcentaje de los minerales de hierro (principalmente de goethita) en todas las fracciones granulométricas, sobre todo en gravas, arena gruesa y arcilla (Tabla III.2.7). Parte de estos minerales son heredados desde los materiales originales (micaesquistos y cuarcitas y el polvo aportado por la nieve) sobre los que ha evolucionado el perfil. Sin embargo, los elevados porcentajes de minerales de hierro en la fracción arcilla hacen pensar también en un carácter neoforado para los mismos, idea apoyada por la presencia de otros minerales neoforados (caolinita) en esta fracción granulométrica (Tabla III.2.8).

El hecho de que la fracción arcilla experimente un ligero incremento de su abundancia en los horizontes intermedios del perfil (Tabla III.1.10) puede ser la razón de que la concentración del hierro libre crezca igualmente en dichos horizontes. En este sentido se observa una correlación positiva entre los porcentajes de arcilla y los contenidos en óxido de hierro libre de la tierra fina (Figura III.4.1). Esta situación permite afirmar, tal y como indicaron Bingham *et al.*, (1991), que las formas libres del suelo se concentran preferentemente en la fracción arcilla.



**Figura III.4.1.-** Relación entre los contenidos de arcilla y Fe<sub>2</sub>O<sub>3(CD)</sub> SR2.

Esta correlación positiva es también indicativa de una gran evolución edáfica del perfil SR2 y de la existencia de procesos de migración en profundidad. En este sentido, se han reconocido procesos de iluviación, junto con la presencia de cútanos de arcilla cada vez más abundante en profundidad (ver sección III.1.3 de esta Tesis Doctoral). Estos procesos favorecen la

acumulación de los óxidos de hierro libre en los horizontes inferiores del perfil, sobre todo en el Bt. El máximo reconocido en el horizonte BCt2 se debe a que se trata de fisuras en las que se acumulan las fracciones finas y, por lo tanto, donde se incrementa el efecto de la asociación arcilla-óxidos de hierro libres.

Con todo esto, la alteración de las fases minerales de hierro presentes en el medio edafocímico, bien por herencia desde los materiales originales como neoformadas en la fracción arcilla, permitirá la liberación de los óxidos libres de hierro y su presencia en el perfil con concentraciones tan elevadas (Tabla III.4.3).

#### III.4.2.4.- Suelo Rojo sobre conglomerados del Llano de la Perdiz (perfil P3)

Las concentraciones de óxidos libres en los horizontes de este perfil están dominadas por las del hierro, con un valor medio de 5,72%. Los óxidos libres de aluminio y silicio son menos importantes, presentándose en proporciones muy similares entre sí (0,37% para el aluminio libre y 0,36% para el silicio libre) (Tabla III.4.4).

**Tabla III.4.4.-** Porcentajes de óxidos libres totales (CD) en la fracción tierra fina de los horizontes del perfil P3.

Horizontes	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Total
<b>A</b>	2,97	0,20	0,19	3,35
<b>AB</b>	3,64	0,23	0,26	4,12
<b>Bt</b>	6,67	0,41	0,39	7,48
<b>Btg</b>	6,00	0,46	0,39	6,84
<b>BCtg</b>	6,06	0,29	0,37	6,72
<b>Media*</b>	<b>5,72</b>	<b>0,37</b>	<b>0,36</b>	<b>6,45</b>

CD: citrato-ditionito

\*Ponderada al espesor de los horizontes.

La tendencia en profundidad de estos óxidos libres es la del aumento progresivo. En el caso del hierro libre, éste aumenta desde 2,97% en el horizonte A, a 6,06% en el horizonte BCtg, con su máximo valor en el horizonte Bt (6,67%). El aluminio libre alcanza su máximo valor en el horizonte Btg (0,46%). En este caso, cabe destacar que aunque su tendencia sea la del aumento en profundidad, experimenta un ligero descenso en el horizonte más profundo (desde 0,46% en Btg a 0,29% en BCtg). Por su parte, el silicio libre aumenta desde 0,19% en el horizonte superior a 0,37% en el inferior, con su máximo valor compartido por los horizontes Bt y Btg (0,39%) (Tabla III.4.4).

En la composición mineralógica de los materiales de este perfil, y de los sedimentos sobre los que ha evolucionado, se reconocen contenidos

relativamente importantes de minerales de hierro, sobre todo de goethita. Estas concentraciones son significativamente más elevadas en la fracción arcilla de estos materiales, siendo incluso más importantes en la arcilla de la tierra fina de los horizontes del perfil que en la de su sedimento original (Tabla III.2.9). Parte de estos minerales de hierro en el suelo tienen un carácter heredado desde el sedimento original, pero el mayor porcentaje reconocido en la fracción arcilla del suelo plantea la posibilidad de un carácter neoforado para los mismos. Factores que apoyan esta idea son la gran evolución que caracteriza a este perfil, con todos los procesos edafogénicos involucrados en su desarrollo, la presencia de otros minerales neoforados (caolinita) en proporciones significativas (del orden del 30%, Tabla III.2.10) o el hecho de que existan evidencias de pseudohidromorfía (en el horizonte BCtg), reflejo de una acumulación de agua durante largos periodos de tiempo, que favorecen la precipitación de minerales como la goethita (Guillet y Souchier, 1979).

Algunos de los procesos edafogénicos que caracteriza el desarrollo de este suelo son la iluviación de arcillas y la rubefacción, con la consecuente acumulación de dichas arcillas, y de las formas de hierro asociadas a ellas, en horizontes profundos del perfil. Estos procesos pueden ser la causa de que sea muy abundante el hierro libre en los horizontes Bt, Btg y BCtg (Tabla III.4.4). La correlación positiva observada entre los porcentajes de arcilla y los de hierro libre corroboran esta hipótesis (Figura III.4.2).

#### III.4.2.5.- *Fluvisol* de la Vega de Granada (perfil P4)

Las formas libres totales en el perfil P4 muestran, en general, bajas concentraciones. El hierro libre (en valor medio) es el más abundante (1,26%), seguido de silicio libre (0,12%) y aluminio libre (0,07%) (Tabla III.4.5).

**Tabla III.4.5.-** Porcentajes de óxidos libres totales (CD) en la fracción tierra fina de los horizontes del perfil P4.

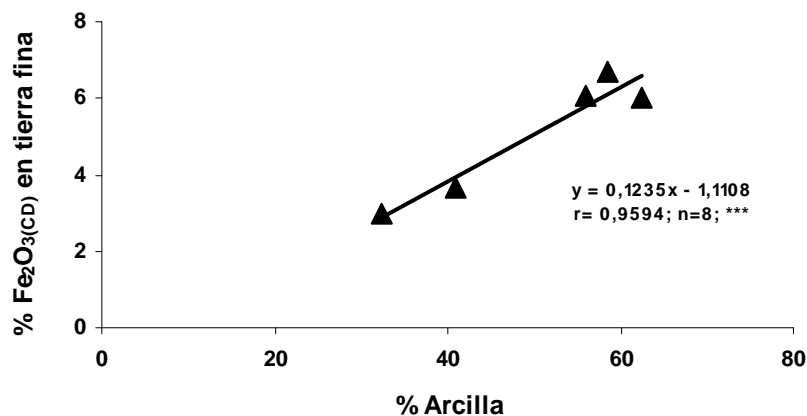
Horizontes	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Total
<b>Ap</b>	2,21	0,07	0,10	2,38
<b>C</b>	0,91	0,09	0,17	1,17
<b>2Cg</b>	1,26	0,10	0,17	1,53
<b>3C1</b>	0,58	0,05	0,07	0,69
<b>4C2</b>	0,46	0,02	0,03	0,51
<b>Media*</b>	<b>1,26</b>	<b>0,07</b>	<b>0,12</b>	<b>1,45</b>

CD: citrato-ditionito

\* Ponderada al espesor de los horizontes.



La evolución de la concentración de los óxidos libres en este perfil es diferente entre el hierro libre y las formas de aluminio y silicio. En el caso del hierro, su evolución es la de descender irregularmente con la profundidad, pasando de un 2,21% en el horizonte superior a un 0,46% en el horizonte 4C2, con un máximo relativo en el horizonte 2Cg (1,26%). Por su parte, las formas libres de aluminio y silicio experimentan un ligero aumento desde el horizonte superficial (0,07% para el aluminio y 0,10% para el silicio) hasta el horizonte 2Cg (0,10% para el aluminio y 0,17% para el silicio) para descender, de forma brusca, en el horizonte 3C1 (0,05% para el aluminio y 0,07% para el silicio) y seguir descendiendo en el horizonte más profundo (0,02% para el aluminio y 0,03% para el silicio) (Tabla III.4.5). La evolución irregular detectada en esta propiedad del suelo es característica de los fluvisoles, generados por el aporte sucesivo de materiales que forman horizontes a modo de estratos.



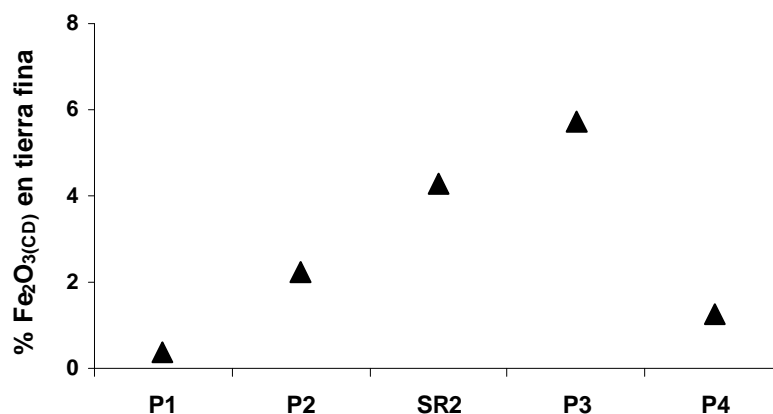
**Figura III.4.2.-** Relación entre los contenidos de arcilla y Fe<sub>2</sub>O<sub>3(CD)</sub> P3.

La mineralogía de este perfil es reflejo de la de los sedimentos originales sobre los que se ha desarrollado, en la que los óxidos de hierro son minoritarios en todas sus fracciones granulométricas, salvo para la fracción arcilla donde alcanzan porcentajes algo mayores, principalmente para la goethita (Tabla III.2.11). Esta situación, junto con el máximo de abundancia de arcilla en el horizonte 2Cg, puede explicar el máximo relativo en dicho horizonte del contenido en óxido de hierro libre en la tierra fina (Tabla III.4.5). Por su parte, el máximo de hierro libre reconocido en el horizonte Ap (2,21%) se debe a que se trata del horizonte más evolucionado.

### III.4.3.- ESTUDIO COMPARADO DE LAS FORMAS LIBRES TOTALES DE LOS SUELOS

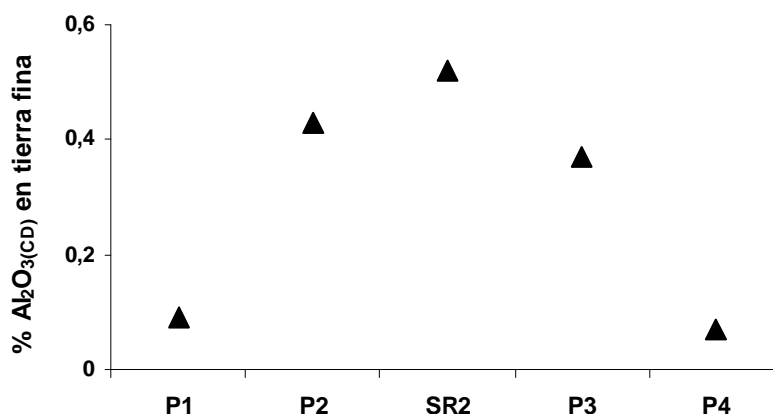
El análisis del contenido de óxidos libres totales en los perfiles de suelo estudiados en esta Tesis Doctoral, muestra al hierro libre como el óxido mayoritario y al aluminio y silicio libres con menores proporciones (Tablas III.4.1, III.4.2, III.4.3; III.4.4 y III.4.5).

Los perfiles que mayor concentración de formas libres de hierro presentan son SR2 y P3 (Figura III.4.3). Ambos son suelos rojos muy evolucionados, con un contenido importante en minerales de hierro, que permite la liberación de estos óxidos libres durante la actuación de los procesos edafogénicos sobre el suelo.



**Figura III.4.3.-** Representación del valor medio de la concentración de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(CD) en los perfiles de suelo estudiados.

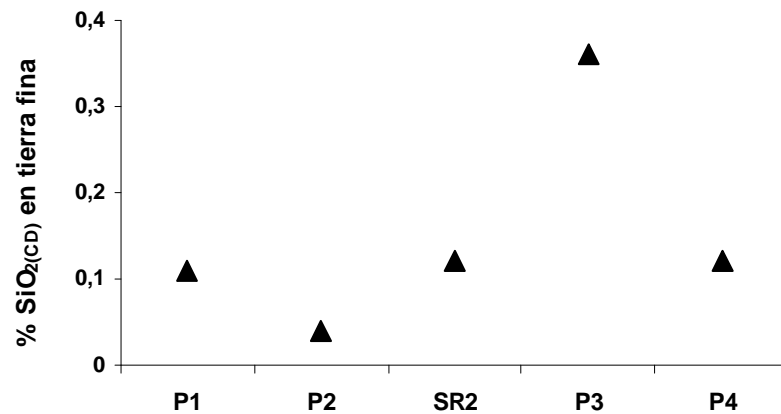
Dentro de que las concentraciones de las formas libres de aluminio son bajas en todos los perfiles de suelo estudiados, los perfiles carbonatados P1 y P4 (ver sección III.2.3 de esta Tesis Doctoral) son los que muestran las proporciones más bajas (Figura III.4.4).



**Figura III.4.4.-** Representación del valor medio de la concentración de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(CD) en los perfiles de suelo estudiados.

De los perfiles no carbonatados (P2, SR2 y P3), es SR2 el que se caracteriza por una mayor concentración de éste óxido libre (Figura III.4.4).

Finalmente, cabe destacar al perfil P3 como el que mayor concentración de silicio libre presenta y al P2 como el de menor concentración de este óxido libre (Figura III.4.5).



**Figura III.4.5.-** Representación del valor medio de la concentración de SiO<sub>2(CD)</sub> en los perfiles de suelo estudiados.

**III.5.- MORFOSCOPIA (SEM-EDX) DEL  
CUARZO EN LAS FRACCIONES ARENA  
Y LIMO**



### III.5.1.- INTRODUCCIÓN

Son numerosos los trabajos en los que se analizan las microtexturas superficiales de los granos minerales mediante la aplicación de la microscopía electrónica, mayoritariamente de barrido (SEM). El objetivo de los mismos es relacionar dichas microtexturas con los procesos geológicos o ambientes sedimentarios que las han generado. En este sentido, Biederman (1962), Porter (1962) o Krinsley y Takahashi (1962) fueron pioneros en el análisis de sedimentos mediante la aplicación de la microscopía electrónica. El primer trabajo en el que se recoge un glosario de señales superficiales en granos de arena, mediante la aplicación de dicha técnica, es el atlas de Krinsley y Doornkamp (1973), donde se interpreta la microtextura superficial de los granos minerales desde un punto de vista sedimentológico. A partir de aquí, y con el avance de las técnicas de microscopía electrónica y la incorporación de la espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X, se ha podido ampliar el campo de aplicación del análisis de las señales superficiales en granos minerales. El primer trabajo conocido en España en el que se aplica esta metodología es el de Martín Patino *et al.* (1979), en el que se analizan las señales superficiales en granos de cuarzo procedentes de granitos con distinto grado de alteración y que posteriormente fueron transportados por pequeños torrentes y arroyos.

Con el desarrollo de las técnicas de estudio de microscopía electrónica se han podido solucionar problemas relacionados no sólo con el ambiente sedimentario, sino también con el ambiente edafológico (Sayin y Jackson, 1973; White, 1981; Mahaney, 1990, 1992; Mahaney y Hancock, 1993; Ghosh, 1997; Mahaney, Barendregt y Vortisch, 1997; Earl-Goulet *et al.*, 1998; Tate *et al.*, 2007; Feng, Zhu y Cui, 2009; Prakongkep *et al.*, 2010), con los procesos diagenéticos (Waugh, 1965, 1970; Krinsley y Donahue, 1968; Marzolf, 1976; Pye y Mazzullo, 1994; Kurvits, Mahaney y Kalm, 2000) y de meteorización (Doornkamp y Krinsley, 1971; Little, Armitage y Gilkes, 1978; Pye, 1983; Borger, 1993; Pye y Mazzullo, 1994) o incluso con los efectos que tienen los depósitos en masa gravitacionales sobre la morfología de los granos minerales (Georgiev y Stoffers, 1980; Bull *et al.*, 1987; Mahaney, Vaikmae y Vares, 1991; Molén, 1992).

Si bien es cierto que un análisis de las señales superficiales en los granos minerales puede informar sobre un ambiente de formación concreto, hay que decir que es necesaria la asociación de varias de estas señales y el estudio de gran número de granos minerales para poder asegurar un ambiente de

procedencia (Schneider, 1970; Brown, 1973; Ingersoll, 1974; Baker Jr., 1976; Culver *et al.*, 1983). Señales aisladas son insuficientes para tales afirmaciones ya que un mismo tipo de microtextura puede estar generada por procesos y en ambientes diferentes (Margolis y Krinsley, 1971; Margolis y Kennett, 1971; Setlow y Karpovich, 1972; Brown, 1973; Krinsley y Doornkamp, 1973; Margolis y Krinsley, 1974; Bull, Culver y Gardner, 1980).

El libro *Atlas of sand grain surface textures and applicatios* (Mahaney, 2002) está basado en el trabajo de Krinsley y Doornkamp (1973) e incluye la definición de hasta 41 señales superficiales en granos de cuarzo, y otros minerales asociados, analizadas mediante técnicas de microscopía electrónica. Este trabajo, además, aporta una mayor información sobre cómo utilizar dichas señales para realizar interpretaciones ambientales, no sólo en el ámbito de la sedimentología sino también en otros ambientes diferentes.

Con el objetivo de dilucidar la génesis del mineral cuarzo en los suelos seleccionados para la realización de esta Tesis Doctoral se presenta, en este capítulo, la descripción morfoscópica realizada a un total de 2428 granos de cuarzo, a partir de su observación con el microscopio electrónico de barrido, apoyada por microanálisis de Rayos-X para garantizar la naturaleza mineralógica cuarzosa de los granos estudiados. Las muestras elegidas para este estudio han sido las siguientes: 1) fracciones seleccionadas de los materiales originales sobre los que se han desarrollado cada uno de los perfiles estudiados; 2) fracción arena fina ligera de los horizontes de dichos perfiles y 3) fracción limo ligero de horizontes seleccionados en cada perfil.

Dicha descripción morfoscópica se ha llevado a cabo mediante la aplicación de un método heurístico, según el cual se han caracterizado a los granos de cuarzo en función de distintos rasgos morfológicos y mineralógicos considerados importantes para alcanzar el objetivo planteado: determinar la génesis de este mineral en el suelo.

La relación sucinta de estos caracteres, y las fuentes bibliográficas (en su caso) desde donde se han adoptado, es la siguiente: 1) número aparente de cristales que configuran el grano; 2) naturaleza cristalográfica de su superficie, entendiendo como tal la naturaleza de los límites que definen al grano: caras de cristal, reminiscencias de caras de cristal, superficies de fractura, superficies generadas por agrupaciones de cristales, superficies generadas por procesos de meteorización, etc; 3) forma geométrica (esférica, alongada, poliédrica, etc.) y tamaño (máxima dimensión) del grano; 4) grado de redondeamiento (basado en

Powers, 1953); 5) morfología cristalina, entendida como la semejanza de la forma del grano a las formas cristalográficas propias del cuarzo (según Jongerius y Rutherford, 1979); 6) evidencias de porosidad; 7) caracteres de la superficie del grano (de alteración física, química y otros) (según Torcal Sáinz y Tello Ripa, 1992, Mahaney, 2002) y 8) grado relativo de meteorización.

Con este estudio, eminentemente descriptivo, se ha establecido lo que se han denominado “morfotipos”. Se trata de grupos de granos de cuarzo que tienen los anteriores caracteres iguales o muy similares y que, en consecuencia, se les supone presentan una génesis equivalente. A su vez, algunos de los “morfotipos” se han dividido en “submorfotipos”, los cuales tienen diferencias entre ellos aunque las propiedades morfoescópicas generales y la génesis de los granos de cuarzo que los constituyen se entiende es la misma. Una categoría clasificatoria menor ha sido la “variedad”, que se aplica en el caso de que existan pequeñas diferencias detectables entre morfotipos o incluso submorfotipos. Los criterios empleados en estas dos últimas categorías clasificatorias se recogen, en cada caso, en la descripción ilustrada que sigue a continuación.

Este capítulo consta de un apartado final en el que se realiza un análisis comparado de las proporciones de morfotipos y submorfotipos que caracterizan a las distintas muestras representativas de los perfiles seleccionados para la realización de esta Tesis Doctoral.

En el curso de la realización del trabajo de investigación que posteriormente ha compuesto esta parte de la Memoria, se han ido avanzando resultados del mismo. Así por ejemplo, Márquez *et al.* (2004) estudiaron los diversos morfotipos en 947 granos de cuarzo presentes en los perfiles P1, P2, P3 y P4, formulando hipótesis sobre los más abundantes o sobre las más que fundadas sospechas de que el cuarzo es un mineral alterable en suelos mediterráneos.

Mención especial merecen los avances realizados para la discriminación estadística de los morfotipos, siendo prueba de que su valor descriptivo es innegable. Al separar morfologías diversas de una forma válida, se abre el futuro a la construcción de todo el andamiaje genético de los granos de cuarzo en suelos. Este estudio constituyó la aportación *SEM-IA of Morphotypes of Quartz Grains in Mediterranean Soils* en el XXIV Congress of the Spanish Microscopy Society and XLIV Annual Meeting of the Portuguese Society for Microscopy, celebrado en Segovia en el año 2009 (Márquez *et al.*, 2009b). En este trabajo se realizó un análisis estadístico de los caracteres morfoescópicos representativos



de dos morfotipos. Tanto un análisis factorial como un análisis discriminante evidenciaron las diferencias existentes entre ambos grupos de granos de cuarzo.

### III.5.2.- DESCRIPCIÓN DE LOS CARACTERES SUPERFICIALES DE LOS GRANOS DE CUARZO

Los caracteres superficiales reconocidos en los granos de cuarzo se han agrupado en caracteres de alteración física, caracteres de alteración química y otros caracteres. La relación de los mismos (en orden alfabético), acompañada de su definición, de las abreviaturas que los identifican y de imágenes representativas, se lista a continuación.

#### III.5.2.1.- Caracteres de alteración física

##### Arcos de choque

Se corresponde con los términos *grooves* o *croissant*, recogidos en Torcal Sáinz y Tello Ripa (1992) y *crescentic gouges*, en Mahaney (2002).

Se trata de marcas superficiales con formas arqueadas, generadas por el impacto de partículas con límites afilados o angulosos sobre el grano mineral (Figura III.5.1). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “ac”.

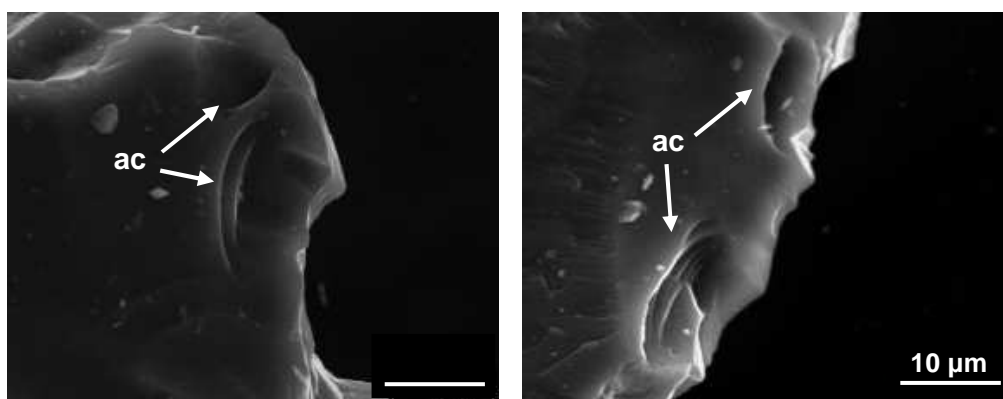
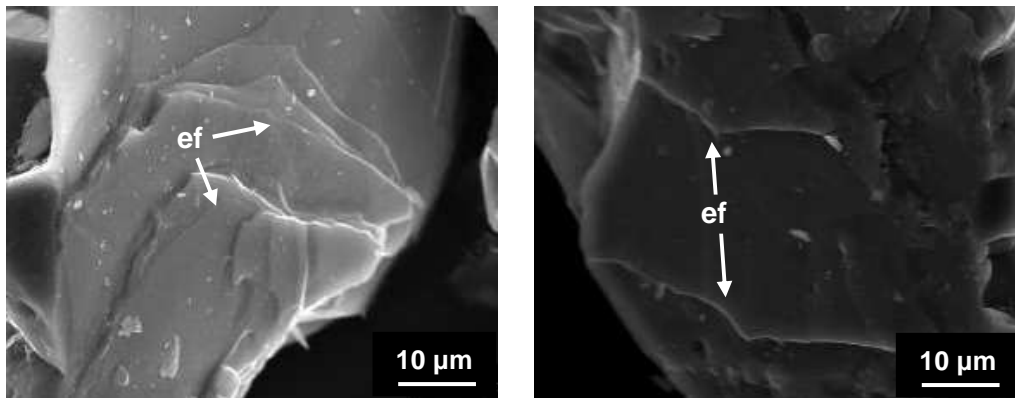


Figura III.5.1.- Imágenes SEM de arcos de choque (ac) en la superficie de granos de cuarzo.

##### Escalones de fractura

Término similar a los *escalones paralelos* y *subparalelos* y *escalones arqueados* de Torcal Sáinz y Tello Ripa (1992) y a los términos *subparallel linear fractures*, *linear steps* y *arc-shaped steps* de Mahaney (2002).

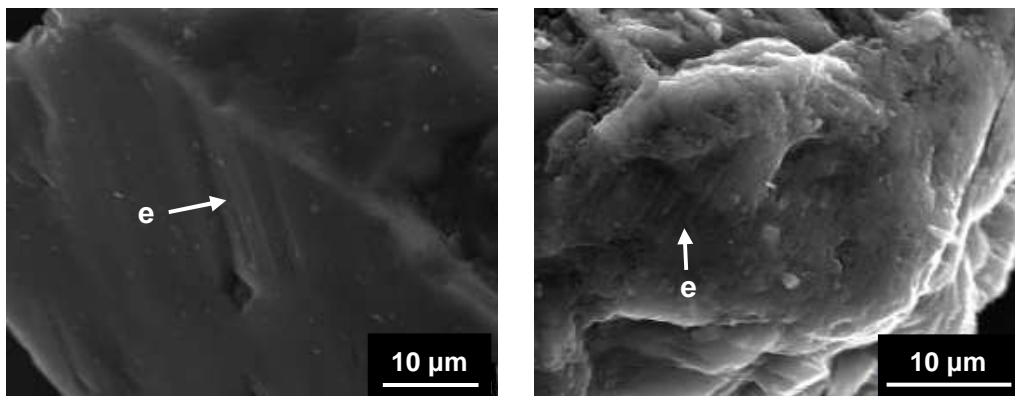
Se trata de desgarros o roturas en la superficie del grano producidas por el impacto con otras partículas (Figura III.5.2). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “ef”.



**Figura III.5.2.-** Imágenes SEM de escalones de fractura (ef) en la superficie de granos de cuarzo.

### Estrías

Marcas lineales subparalelas generadas, probablemente, por el rozamiento entre partículas (Figura III.5.3). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “e”.

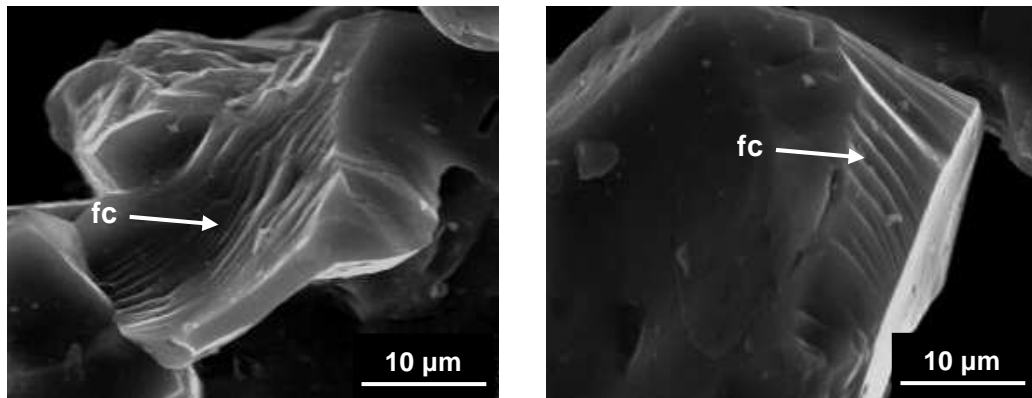


**Figura III.5.3.-** Imágenes SEM de estrías (e) en la superficie de granos de cuarzo.

### Fracturas concoides

Se corresponde con las *fracturas concoideas de gran y pequeño tamaño* de Torcal Sáinz y Tello Ripa (1992) y del término *conchoidal fractures* de Mahaney (2002).

Se trata de fracturas en la superficie del grano con formas curvadas de muy poco relieve, similares a las líneas de crecimiento de las conchas de los moluscos (Figura III.5.4). Esta estructura es típica del cuarzo, aunque puede aparecer en otros minerales. Se identifican en las imágenes con la abreviatura “fc”.

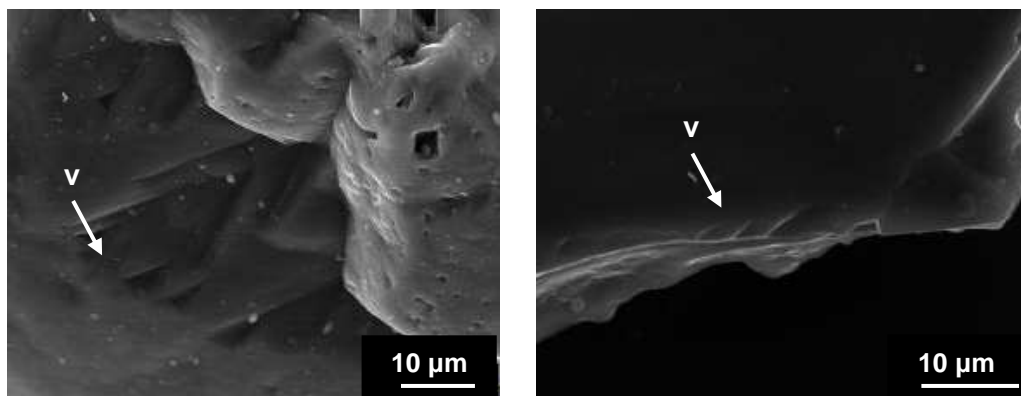


**Figura III.5.4.-** Imágenes SEM de fracturas concoides (fc) en la superficie de granos de cuarzo.

#### Marcas de choque en V

Se corresponde con los términos “V” de *choque angulosas*, “V” de *choque de pequeño tamaño* y “V” *orientadas y pulidas*, según Torcal Sáinz y Tello Ripa (1992), y con el término *V-shaped percusión cracks*, según Mahaney (2002).

Son fracturas superficiales, de tamaño y profundidad variables, con una morfología triangular (Figura III.5.5). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “v”.



**Figura III.5.5.-** Imágenes SEM de marcas de choque en V (v) en la superficie de granos de cuarzo.

#### Marcas mecánicas

Hace referencia a cualquier señal en la superficie de los granos de cuarzo producida por un proceso físico y no reconocida como ningún otro carácter de alteración física. Se identifican en las imágenes con la abreviatura “mm”.

### Orificios

Son huecos en los granos de cuarzo generados por el impacto con otras partículas o, en algunos casos, por la pérdida de inclusiones minerales (Figura III.5.6). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “o”.

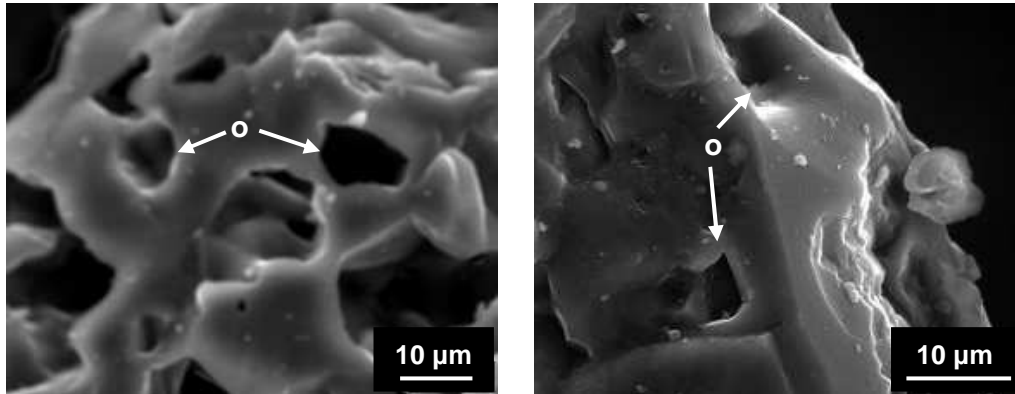


Figura III.5.6.- Imágenes SEM de orificios (o) en la superficie de granos de cuarzo.

### III.5.2.2.- Caracteres de alteración química

#### Etch-pits

Similar a los *triángulos de disolución* de Torcal Sáinz y Tello Ripa (1992) y al término *dissolution etching* de Mahaney (2002).

Son marcas triangulares en la superficie del grano mineral producidas por disolución. Sus tamaños son variables y pueden presentarse aisladas o agrupadas en campos. En este último caso suelen presentar una orientación concreta determinada por la estructura cristalina del mineral (Figura III.5.7). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “ep”.

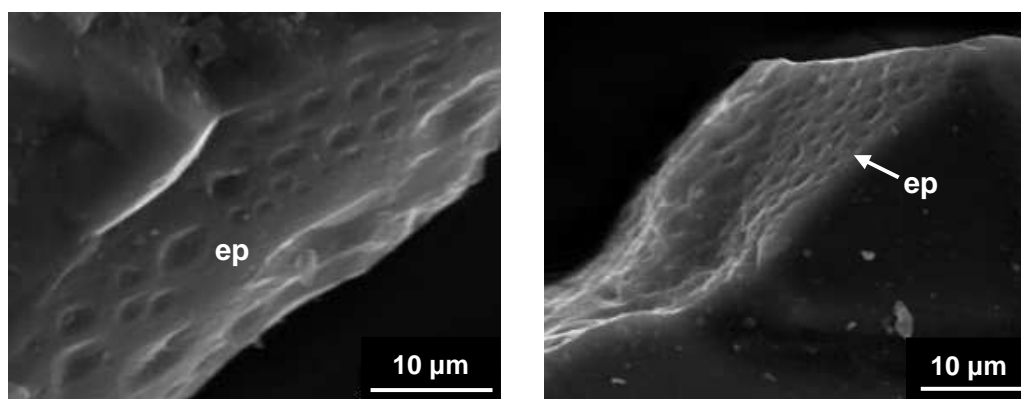
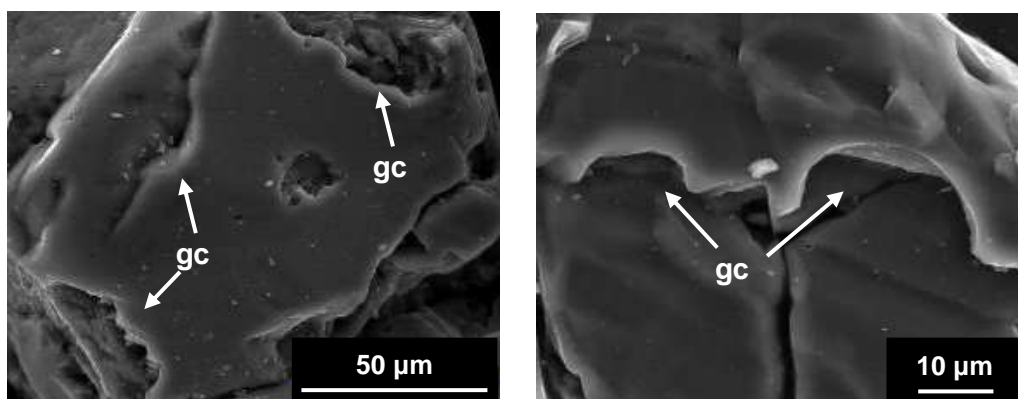


Figura III.5.7.- Imágenes SEM de *etch-pits* (ep) en la superficie de granos de cuarzo.

### Golfos de corrosión

Se trata de entrantes a modo de abrigo en los bordes de los granos de cuarzo, producidos por una meteorización química (Figura III.5.8). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “gc”.



**Figura III.5.8.-** Imágenes SEM de golfos de corrosión (gc) en la superficie de granos de cuarzo.

### Marcas de disolución

Hace referencia a cualquier señal en la superficie de los granos de cuarzo producida por un proceso químico y no reconocida como ningún otro carácter de alteración química. Se identifican en las imágenes con la abreviatura “md”.

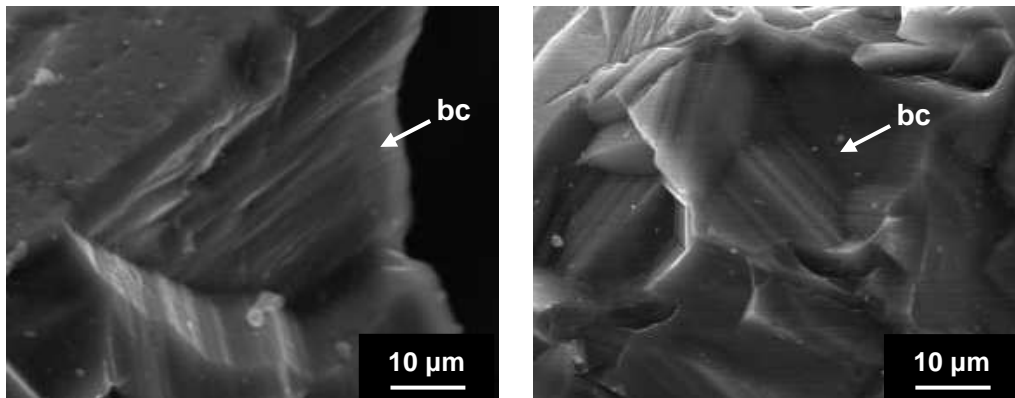
Un avance sobre algunos de los rasgos de meteorización química encontrados en granos de cuarzo de estos suelos mediterráneos, y que aquí se han descrito, se recoge en Márquez *et al.* (2005).

### **III.5.2.3.- Otros caracteres**

#### Bandas de crecimiento

Son estructuras características en los crecimientos euhedrales del cuarzo.

Se trata de bandas subparalelas, correspondientes a distintos episodios de crecimiento del mineral (Figura III.5.9). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “bc”.

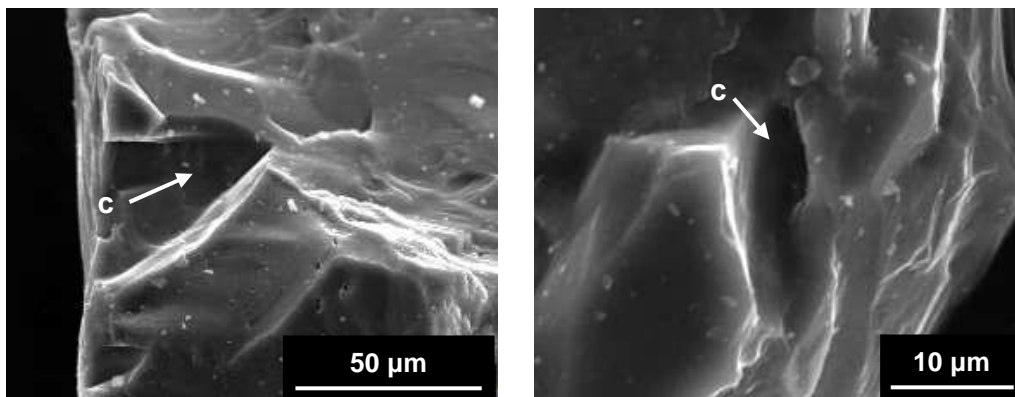


**Figura III.5.9.-** Imágenes SEM de bandas de crecimiento (bc) en la superficie de granos de cuarzo.

### Cavidades

Similar al término *craters* de Mahaney (2002).

Se trata de depresiones, en la superficie del grano, de distintas formas y tamaños, producidas principalmente por impacto entre partículas, aunque también pueden deberse a procesos de alteración química (Figura III.5.10). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “c”.



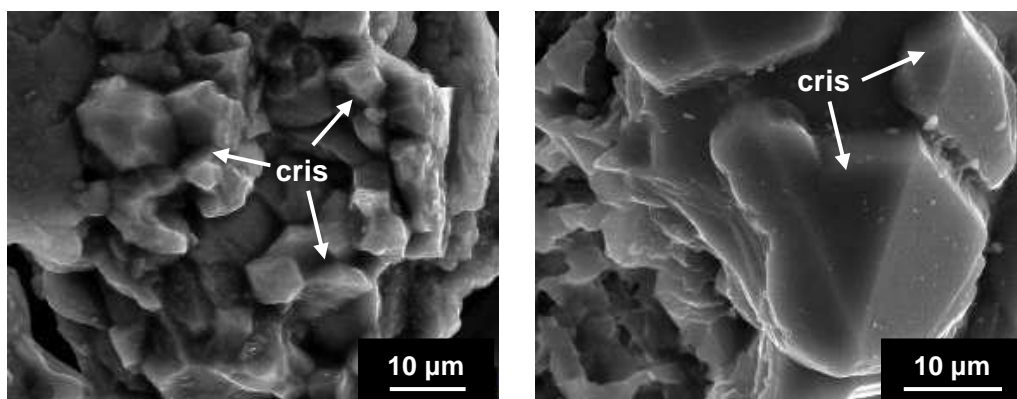
**Figura III.5.10.-** Imágenes SEM de cavidades (c) en la superficie de granos de cuarzo.

### Cristales

Se corresponde con el término *sílice euهدral* de Torcal Sáinz y Tello Ripa (1992).

En esta Tesis Doctoral se han denominado con este término a las recristalizaciones de cuarzo, con morfologías y tamaños diversos, en determinadas localizaciones de la superficie del grano (Figura III.5.11). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “cris”.

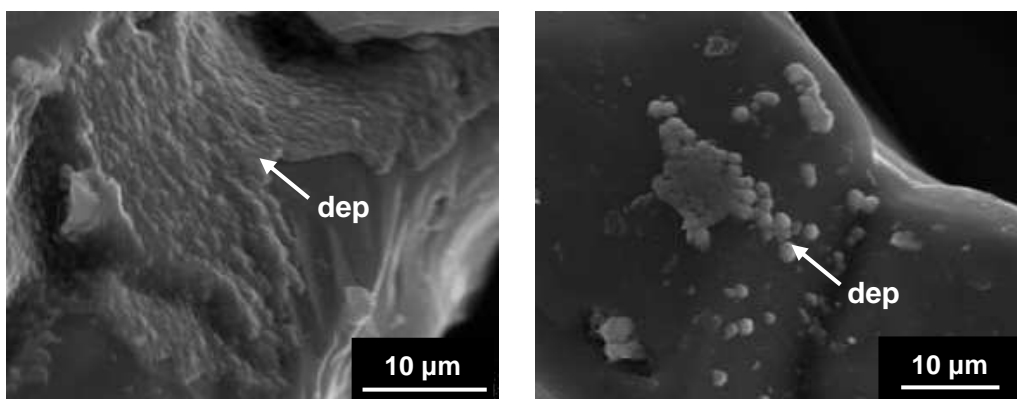




**Figura III.5.11.-** Imágenes SEM de cristales (cris) en la superficie de granos de cuarzo.

### Depósitos superficiales

Es equivalente al término *precipitation features* recogido en Mahaney (2002). Se trata de coberteras de distinta naturaleza, en la superficie de los granos de cuarzo, depositadas durante los procesos de diagénesis o por la actuación de procesos edafológicos. Cuando se trata de sílice globulosa depositada a modo de pátinas o como estructuras globulares, existe una correspondencia con los términos *silica plastering*, o *laminillas de precipitación*, y *glóbulos de sílice* de Torcal Sáinz y Tello Ripa (1992) (Figura III.5.12). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “dep”.



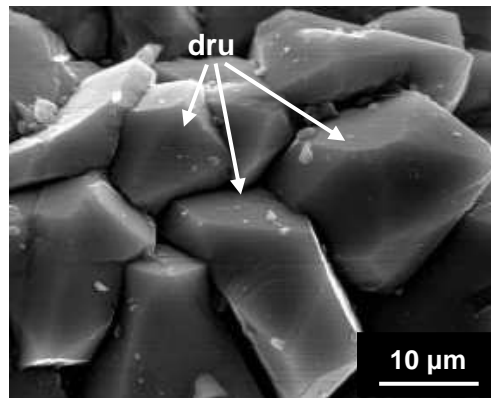
**Figura III.5.12.-** Imágenes SEM de depósitos superficiales (dep) en la superficie de granos de cuarzo.

### Drusas

Similar al término *cristales* de este listado, pero en este caso las recristalizaciones abarcan las agrupaciones de cristales (Figura III.5.13).

Se identifican en las imágenes con la abreviatura “dru”.



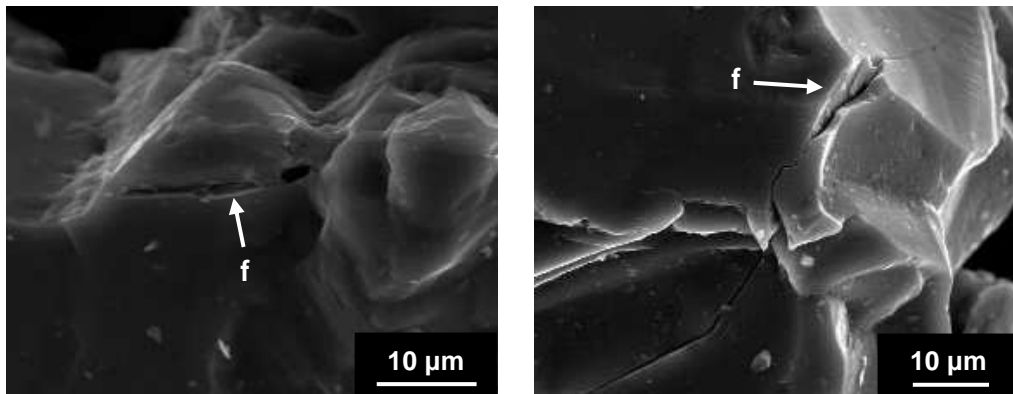


**Figura III.5.13.-** Imagen SEM de drusas (dru) en la superficie de granos de cuarzo.

### Fisuras

Se asemeja, por una parte, al término *cracked grains* de Mahaney (2002), el cual se refiere a granos en los que aparecen roturas superficiales debidas al impacto repentino de partículas con límites afilados. Por otra parte, no se descarta un origen singenético con el cuarzo en la roca, ligado a la presencia de los denominados defectos de Moss.

Se trata por tanto de grietas generadas en la superficie de los granos minerales (Figura III.5.14). Se identifican en las imágenes con la abreviatura “f”.



**Figura III.5.14.-** Imágenes SEM de fisuras (f) en la superficie de granos de cuarzo.

### Pérdida de masa mineral

Se trata de zonas del grano en las que se reconoce ausencia de materia bien por acción física de choque entre partículas, bien por la acción de procesos de disolución. Se identifican en las imágenes con la abreviatura “p”.

### III.5.3.- DESCRIPCIÓN Y ATLAS DE MORFOTIPOS DE GRANOS DE CUARZO

El análisis morfoescópico de los granos de cuarzo estudiados en esta Tesis Doctoral, ha permitido agruparlos en trece morfotipos y seis submorfotipos. Sus caracteres generales se señalan en la Tabla III.5.1.

**Tabla III.5.1.-** Caracteres generales de los morfotipos y submorfotipos de granos de cuarzo.

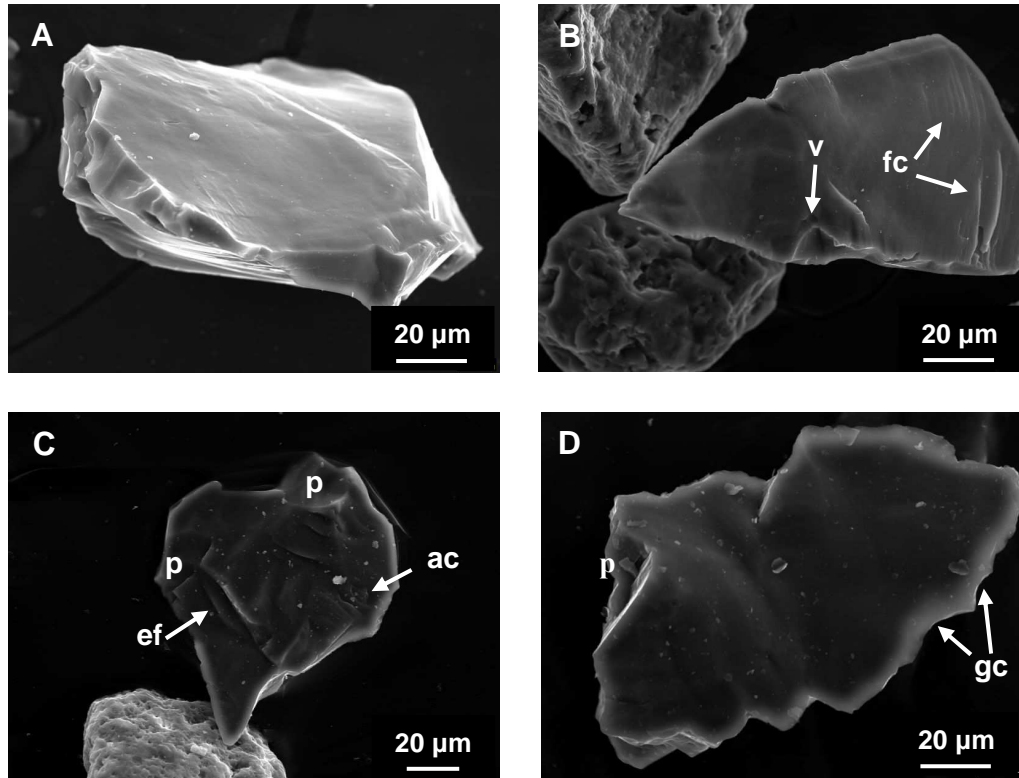
Morfotipo	Submorfotipo	Caracteres generales
1		Granos monocristalinos generados por fragmentación física
2		Granos mono/policristalinos generados por fragmentación física, con cierto grado de alteración superficial
	2a	Con grado bajo de alteración superficial
	2b	Con grado medio de alteración superficial
	2c	Con grado alto de alteración superficial
3		Granos policristalinos "framboidales" generados por procesos de neoformación
	3a	Con grado bajo de cristalización superficial
	3b	Con grado medio de cristalización superficial
	3c	Con grado alto de cristalización superficial
4		Granos policristalinos con madurez sedimentológica
5		Granos policristalinos con crecimientos paralelos de cristales
6		Granos policristalinos metamórficos con cierta alteración superficial
7		Granos policristalinos con recristalización de agregados de cristales
8		Granos policristalinos metamórficos con formas laminares
9		Granos monocristalinos eólicos
Biolitos		Formas de sílice producto de la actividad orgánica
$\alpha$		Grupo misceláneo de granos de cuarzo
	$\alpha 1$	Granos policristalinos con superficies de fractura y de meteorización
	$\alpha 2$	Granos policristalinos laminares con drusas y agregados dishomogéneos
	$\alpha 3$	Granos policristalinos de agregados de pequeños cristales

#### III.5.3.1.- Morfotipo 1

Granos monocristalinos, cuyos límites están definidos por superficies de fractura (Figuras III.5.15 y III.5.16). Serían una especie de "lajas" o "esquirlas" de cuarzo.

Las formas tienden a ser algo planas y muestran un tamaño medio de  $113,27 \pm 27,75 \mu\text{m}$  ( $n=43$ ), para los granos tamaño arena, y de  $26,42 \pm 10,73 \mu\text{m}$  ( $n=16$ ), para los granos tamaño limo.

Respecto al grado de redondeamiento se incluyen dentro de las clases angulosa-subangulosa.



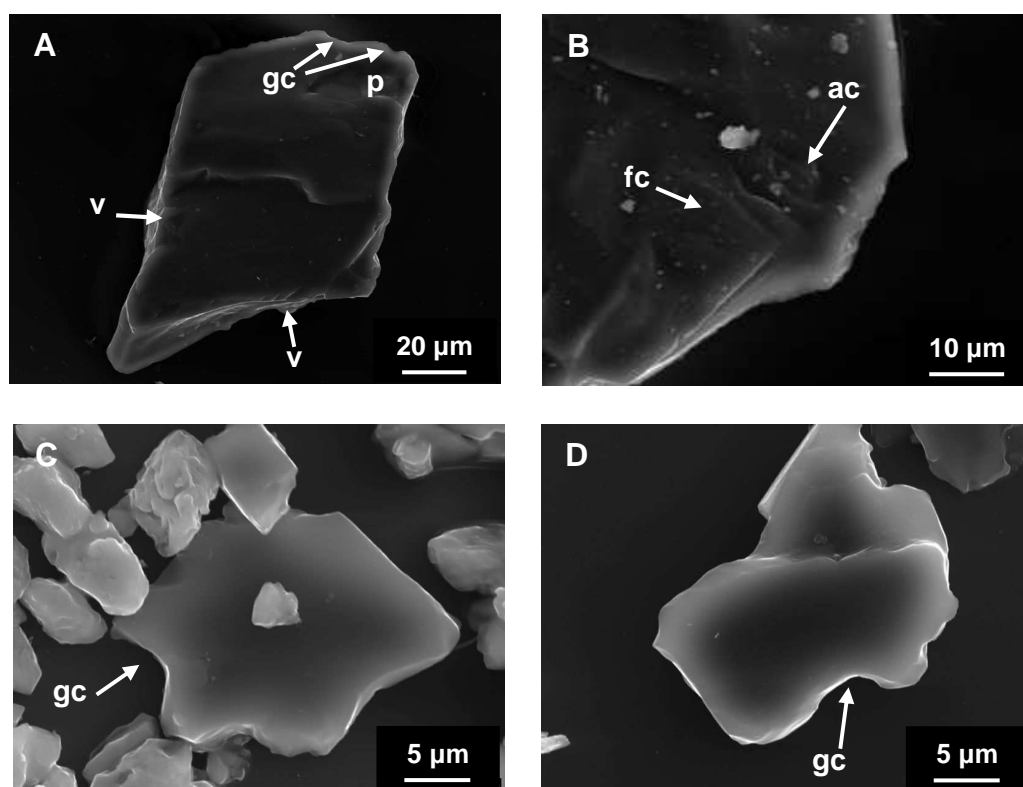
**Figura III.5.15.-** Imágenes SEM del morfotipo 1 de granos de cuarzo. **A:** arena fina, polvo de nieve 2; **B:** arena fina ligera, sedimento original de P4; **C:** arena fina ligera, horizonte Ah, perfil P1; **D:** arena fina ligera, horizonte Ah1, perfil P2. Abreviaturas.- ac: arcos de choque; ef: escalones de fractura; fc: fracturas concoides; gc: golfos de corrosión; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.

Se trata de granos alotriomorfos que carecen de cualquier parecido con las morfologías cristalinas ideales del cuarzo.

No son porosos.

En la superficie de los granos son evidentes las marcas mecánicas, diferenciándose marcas en V (Figuras III.5.15B y III.5.16A), fracturas concoides (Figuras III.5.15B y III.5.16B), arcos de choque (Figuras III.5.15C y III.5.16B) y escalones de fractura (Figura III.5.15C). También son frecuentes las zonas en las que se ha producido pérdida de masa mineral (Figuras III.5.15C y D y III.5.16A).

En general los granos tamaño arena son de apariencia fresca (poco alterados), aunque en algunos casos se observa una disolución areal que suaviza los bordes agudos de los mismos (Figuras III.5.15C y D y III.5.16A). De esta manera, pueden observarse algunos bordes redondeados (Figura III.5.15C) y golfos de corrosión apenas insinuados (Figuras III.5.15D y III.5.16A). Por su parte, los granos tamaño limo muestran una mayor disolución areal siendo sus bordes más redondeados y presentando una mayor cantidad de golfos de corrosión (Figuras III.5.16C y D).



**Figura III.5.16.-** Imágenes SEM del morfotipo 1 de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, horizonte A, perfil P3; **B:** detalle de la Figura III.5.15C; **C:** limo ligero, horizonte BCK, perfil P1; **D:** limo ligero, horizonte BCtg, perfil P3.

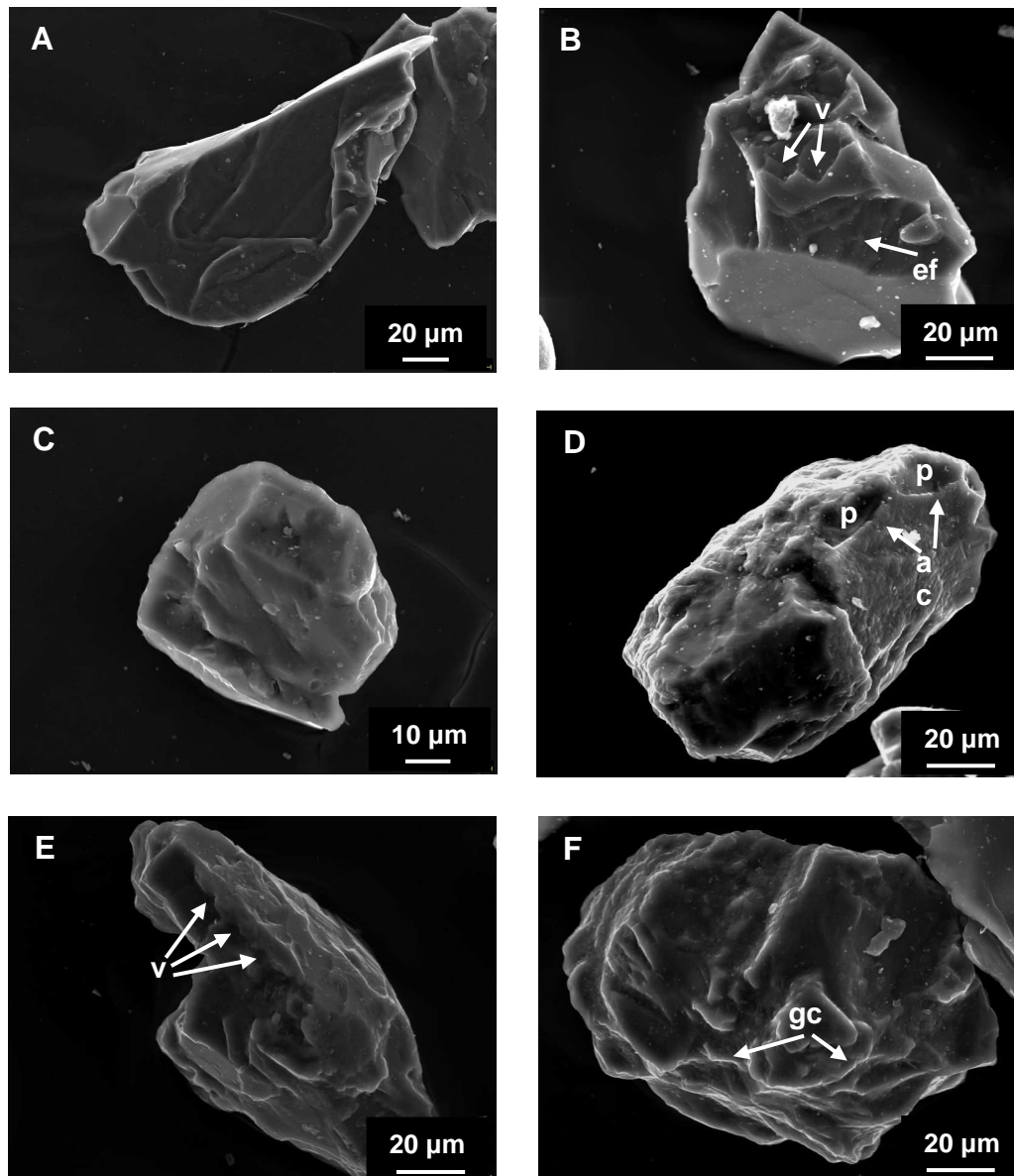
Abreviaturas.- ac: arcos de choque; fc: fracturas concoides; gc: golfos de corrosión; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.

Respecto a la génesis de los cuarzos pertenecientes a este morfotipo, se plantea como hipótesis que son granos que proceden de la fragmentación de otros granos mayores o han sido generados por meteorización física. Se presentan preferentemente ligados al perfil desarrollado sobre rocas carbonatadas compactas y no compactas (perfil P1), si bien también están presentes en el resto de los materiales originales y suelos.

### III.5.3.2.- Morfotipo 2

Este morfotipo se caracteriza por incluir granos de cuarzo monocristalinos, o policristalinos de pocos cristales (Figuras III.5.17, III.5.18, III.5.19, III.5.20, III.5.21, III.5.22 y III.5.23).

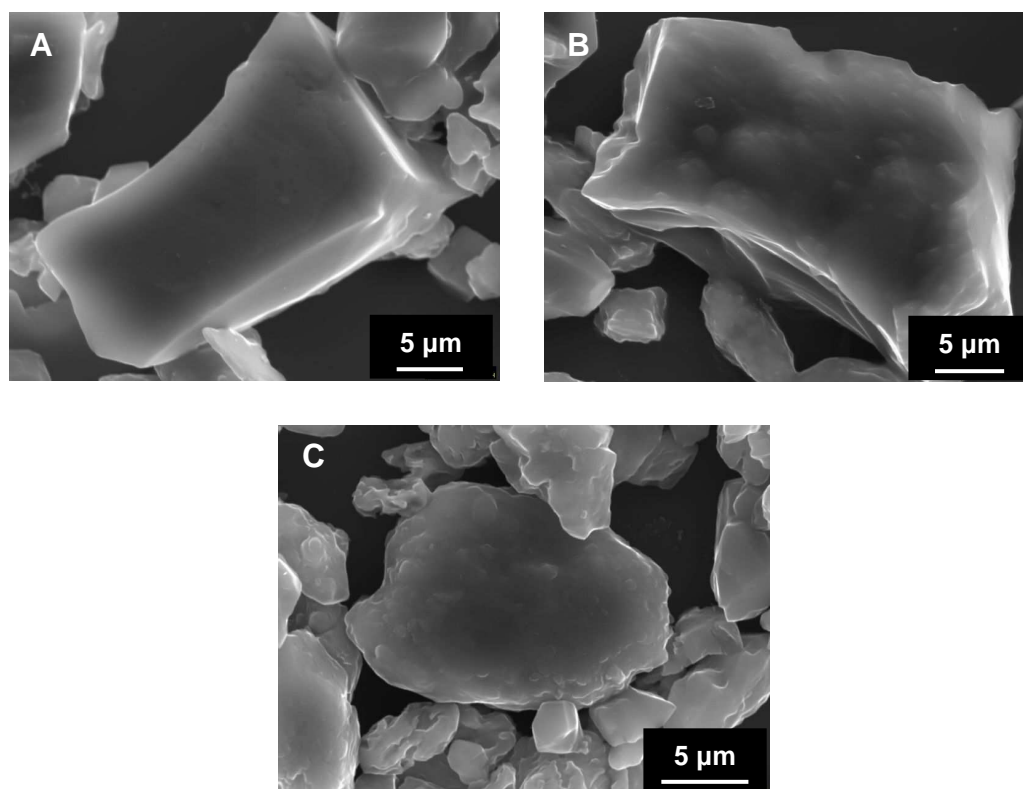
Sus límites están definidos por superficies de fractura, algunas reminiscencias de caras de cristal (Figuras III.5.17B y C, III.5.18A, III.5.19A y E) y superficies generadas por procesos de meteorización u otros procesos supergénicos, como los propios del ciclo sedimentario.



**Figura III.5.17.-** Imágenes SEM del morfotipo 2 de granos de cuarzo. **A:** arena fina, polvo de nieve; **B:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **C:** arena fina ligera, sedimento original, perfil P3. **D:** arena fina ligera, horizonte Ap, perfil P4; **E:** arena fina ligera, horizonte BCTg, perfil P3; **F:** arena fina ligera, horizonte BCTg, perfil P3. Abreviaturas.- ac: arcos de choque; ef: escalones de fractura; gc: golfos de corrosión; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.

Sus formas son variadas, reconociéndose desde granos elongados a granos con formas equidimensionales-pseudopoliédricas. Su tamaño medio es de  $102,70 \pm 31,13 \mu\text{m}$  ( $n=648$ ), en la fracción arena, y de  $26,29 \pm 8,28 \mu\text{m}$  ( $n=229$ ), en la fracción limo.

Según la escala de grados de redondeamiento son granos que oscilan desde angulares a subredondeados.



**Figura III.5.18.-** Imágenes SEM del morfotipo 2 de granos de cuarzo. **A:** limo ligero, horizonte BCK, perfil P1; **B:** limo ligero, horizonte BCK, perfil P1; **C:** limo ligero, horizonte BCK, perfil P1.

En función de su relación con la morfología cristalina del cuarzo se definen como granos alotriomorfos-hipidiomorfos. En general, sus morfologías cristalinas no se asemejan a la ideal de este mineral (alotriomorfos), salvo para granos que conservan caras cristalinas (hipidiomorfos) (Figuras III.5.17B y C, III.5.18A, III.5.19A y E).

En general no son porosos.

Son granos generados por procesos de meteorización física, que fragmentan granos de mayor tamaño y que en algunos casos permiten que los fragmentos generados conserven algunas caras de cristal.

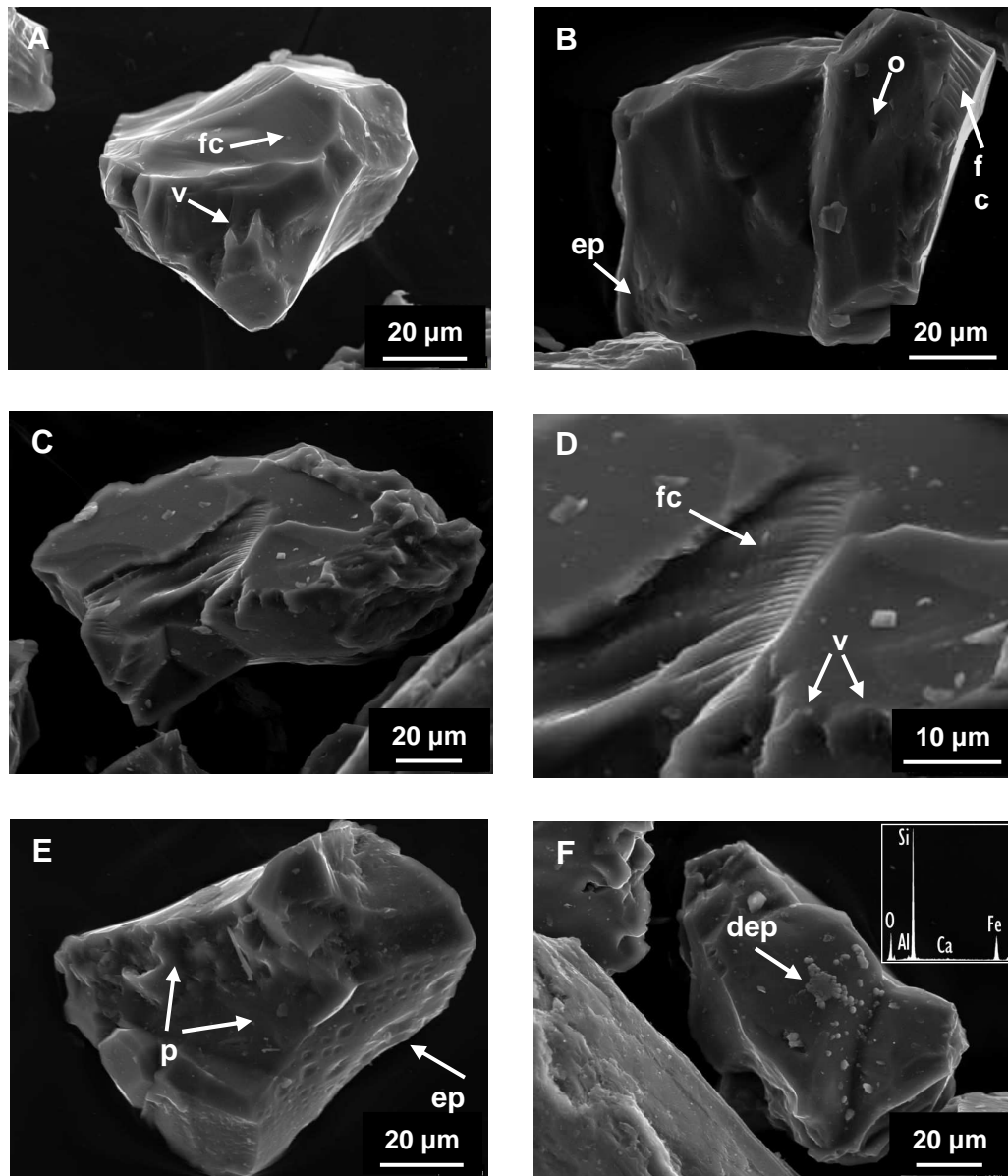
Como puede observarse en las Figuras III.5.17 y III.5.18, los granos de cuarzo de este morfotipo tienen una cierta variabilidad morfológica, lo que ha



permitido establecer distintos submorfotipos, clasificados en función del grado de madurez sedimentológica que puede atribuírseles y de las evidencias de alteración en la superficie de los granos.

### Submorfotipo 2a

Submorfotipo definido por los granos con los menores grados de madurez y alteración (Figuras III.5.17A y B, III.5.18A y III.5.19).



**Figura III.5.19.-** Imágenes SEM del submorfotipo 2a de granos de cuarzo. **A:** arena fina, polvo de nieve 2; **B:** arena fina ligera, horizonte A, perfil P3; **C:** arena fina ligera, horizonte Ah1, perfil P2; **D:** detalle de la Figura III.5.19C; **E:** arena fina ligera, horizonte AC, perfil P2; **F:** arena fina ligera, horizonte Ap, perfil P4; se incluye el diagrama EDX del depósito superficial.

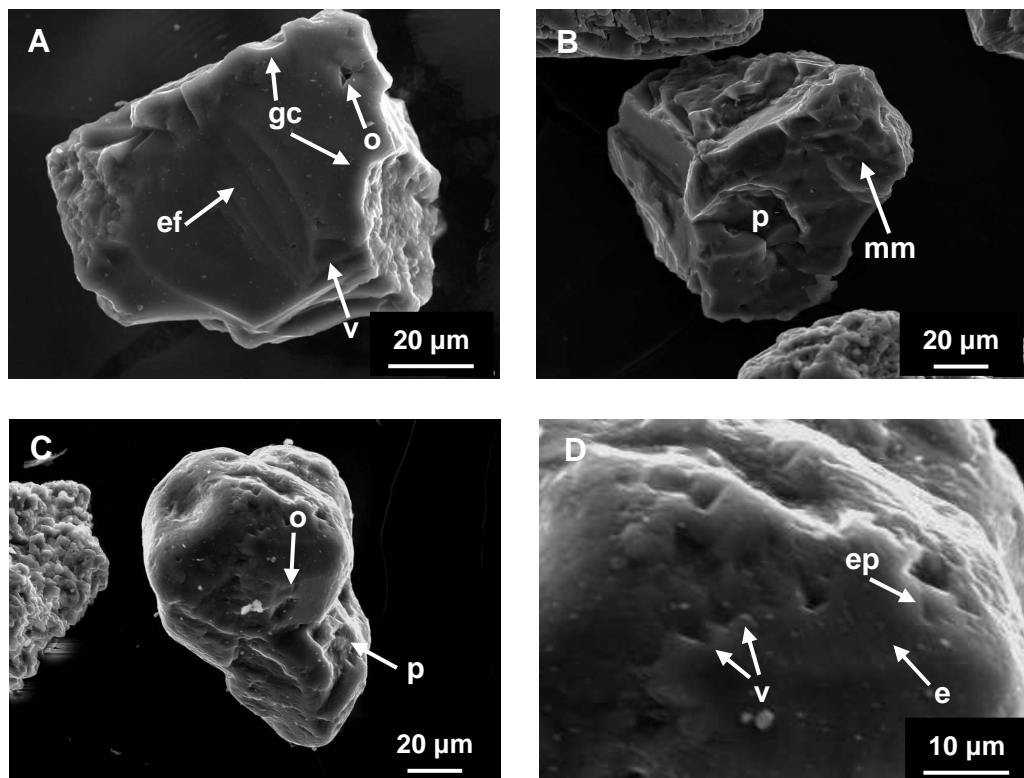
Abreviaturas.- ep: *etch-pits*; dep: depósitos superficiales; fc: fracturas concoides; o: orificios; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de coque en V.

La superficie de estos granos se caracteriza por la presencia de marcas mecánicas, como marcas en V (grandes y pequeñas) localizadas, y a veces orientadas (Figuras III.5.17B, III.5.19A, C y D), fracturas concoides (grandes y pequeñas) (Figuras III.5.19A-D) y orificios (Figura III.5.19B). Se reconocen también escalones de fractura (Figura III.5.17B) y zonas con pérdida de masa mineral (Figura III.5.19E).

Los granos tienen un grado de alteración de bajo a medio, aunque en algunos casos se reconocen campos localizados de marcas de disolución (*etch-pits*) (Figuras III.5.19B y E). Dentro de este submorfotipo hay variedades con depósitos superficiales cuya composición engloba elementos como Si, Fe, Al o Ca (Figura III.5.19F).

#### Submorfotipo 2b

Son granos más pulimentados, con gran cantidad de marcas mecánicas en su superficie (Figuras III.5.17C y D, III.5.18B y III.5.20).



**Figura III.5.20.-** Imágenes SEM del submorfotipo 2b de granos de cuarzo. **A:** arena fina, residuo insoluble, perfil P1; **B:** arena fina ligera, sedimento original, perfil P4; **C:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **D:** detalle de la Figura III.5.20C.

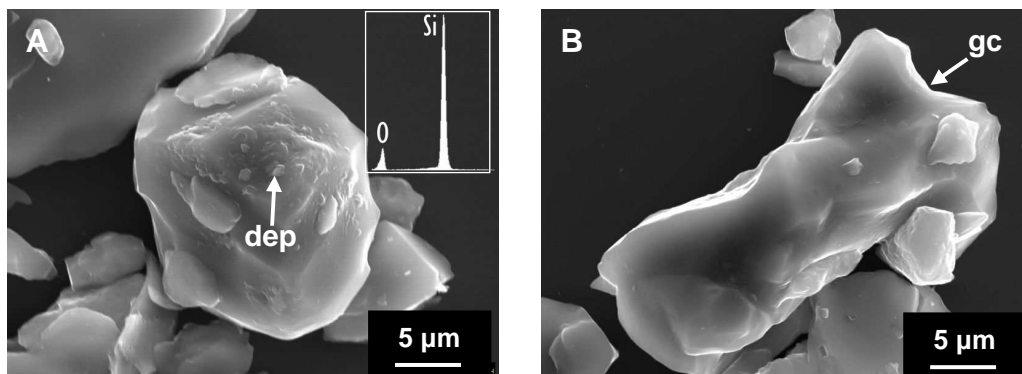
Abreviaturas.- e: estrías; ef: escalones de fractura; ep: *etch-pits*; gc: golfos de corrosión; mm: marcas mecánicas; o: orificios; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.



Muestran marcas en V (grandes y pequeñas), que a veces están orientadas (Figuras III.5.20A y D), arcos de choque (Figura III.5.17D), escalones de fractura (Figura III.5.20A), orificios localizados (Figuras III.5.20A y C) y zonas con pérdida de masa mineral (Figuras III.5.17D, III.5.20B y C). En algunos casos muestran una leve estriación (Figura III.5.20D).

Son granos con un grado de alteración medio, caracterizados por una disolución areal que participa en el proceso de redondeamiento de los mismos. En algunos casos pueden reconocerse marcas de disolución (*etch-pits*) muy locales (Figura III.5.20D) y golfos de corrosión (Figuras III.5.20A y III.5.21B).

A veces aparecen posibles depósitos localizados de sílice globulosa (Figura III.5.21A).



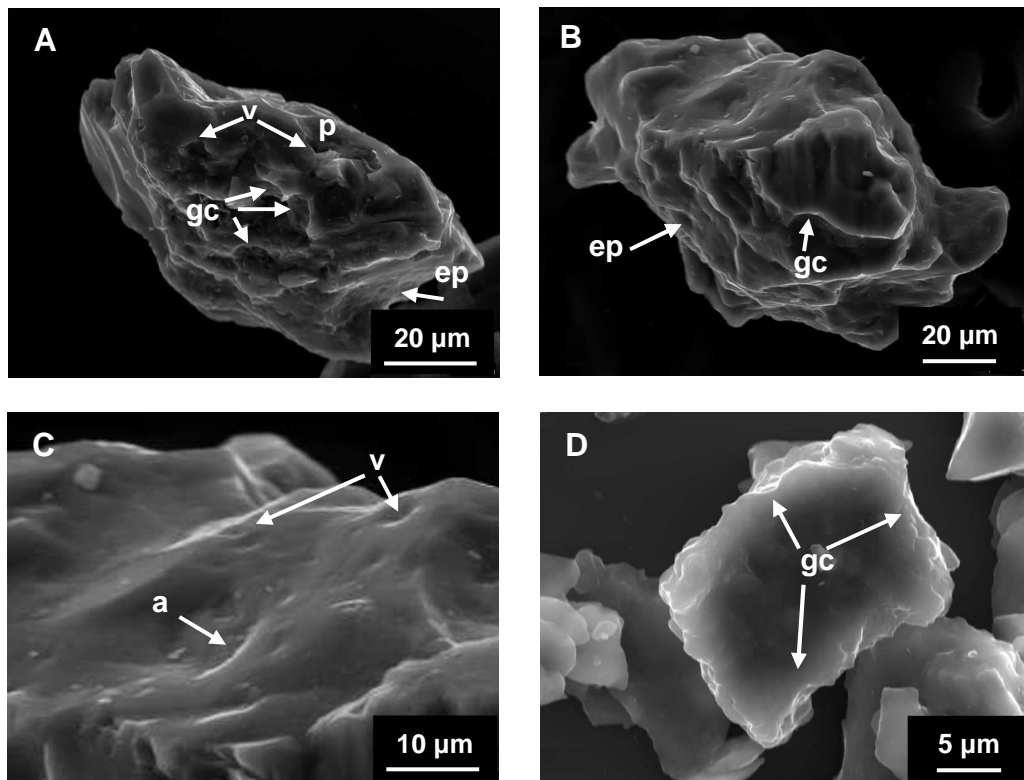
**Figura III.5.21.-** Imágenes SEM del submorfotipo 2b de granos de cuarzo. **A:** limo ligero, horizonte BCtg, perfil P3; se incluye el diagrama EDX del depósito superficial; **B:** limo ligero, horizonte BCtg, perfil P3. Abreviaturas.- dep: depósitos superficiales; gc: golfos de corrosión.

### Submorfotipo 2c

La característica principal de este grupo es que sus granos están definidos por superficies donde parece haber actuado una intensa disolución y algunas superficies de fractura (Figuras III.5.17E y F, III.5.18C y III.5.22).

En la superficie de algunos granos se reconocen marcas mecánicas en V (Figuras III.5.17E, III.5.22A y C), pérdida de masa mineral (Figura III.5.22A) y pequeños arcos de choque (Figura III.5.22C).

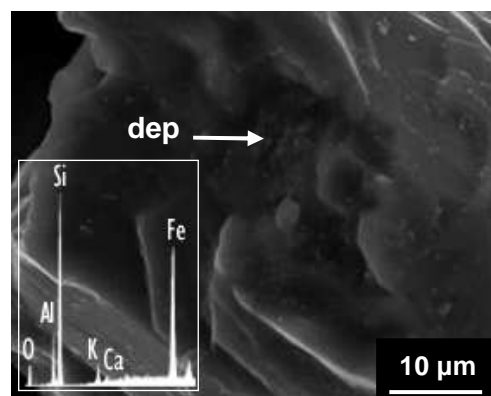
El grado de alteración parece elevado, reconociéndose en algunos granos marcas de disolución como campos de *etch-pits* (Figuras III.5.22A y B) y golfos de corrosión (Figuras III.5.17F, III.5.22A, B y D). Esta disolución puede generar incluso cavidades en algunos casos (Figura III.5.17E).



**Figura III.5.22.-** Imágenes SEM del submorfotipo 2c de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, sedimento original, perfil P3; **B:** arena fina ligera, horizonte A, perfil P3; **C:** detalle de la Figura III.5.22B; **D:** limo ligero, horizonte Bt, perfil SR2.

Abreviaturas.- ac: arcos de choque; ep: etch-pits; gc: golfos de corrosión; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.

En la superficie de algunos granos se observan posibles depósitos de óxidos de hierro que contienen además otros elementos (Figura III.5.23).



**Figura III.5.23.-** Imagen SEM y diagrama EDX de depósitos en la superficie de los granos de cuarzo. Detalle de la Figura III.5.17E.

Abreviaturas.- dep: depósitos superficiales.

### III.5.3.3.- Morfotipo 3

Granos policristalinos formados por agregados de cristales que por su apariencia se han denominado “framboidales” (con forma parecida a la frambuesa, fruto vegetal formado por la íntima unión de unidades llamadas drupas).

Sus límites externos están definidos por las superficies que quedan tras el agrupamiento de los cristales del agregado y, a veces, por caras de cristales desarrollados principalmente sobre la superficie externa (Figuras III.5.24, III.5.25, III.5.26 y III.5.27).

Presentan formas con tendencia equidimensional-pseudoesférica o incluso planar y su tamaño medio para los granos tamaño arena es de  $120,49 \pm 39,70 \mu\text{m}$  ( $n=278$ ) y para los granos tamaño limo de  $32,42 \pm 13,70 \mu\text{m}$  ( $n=5$ ).

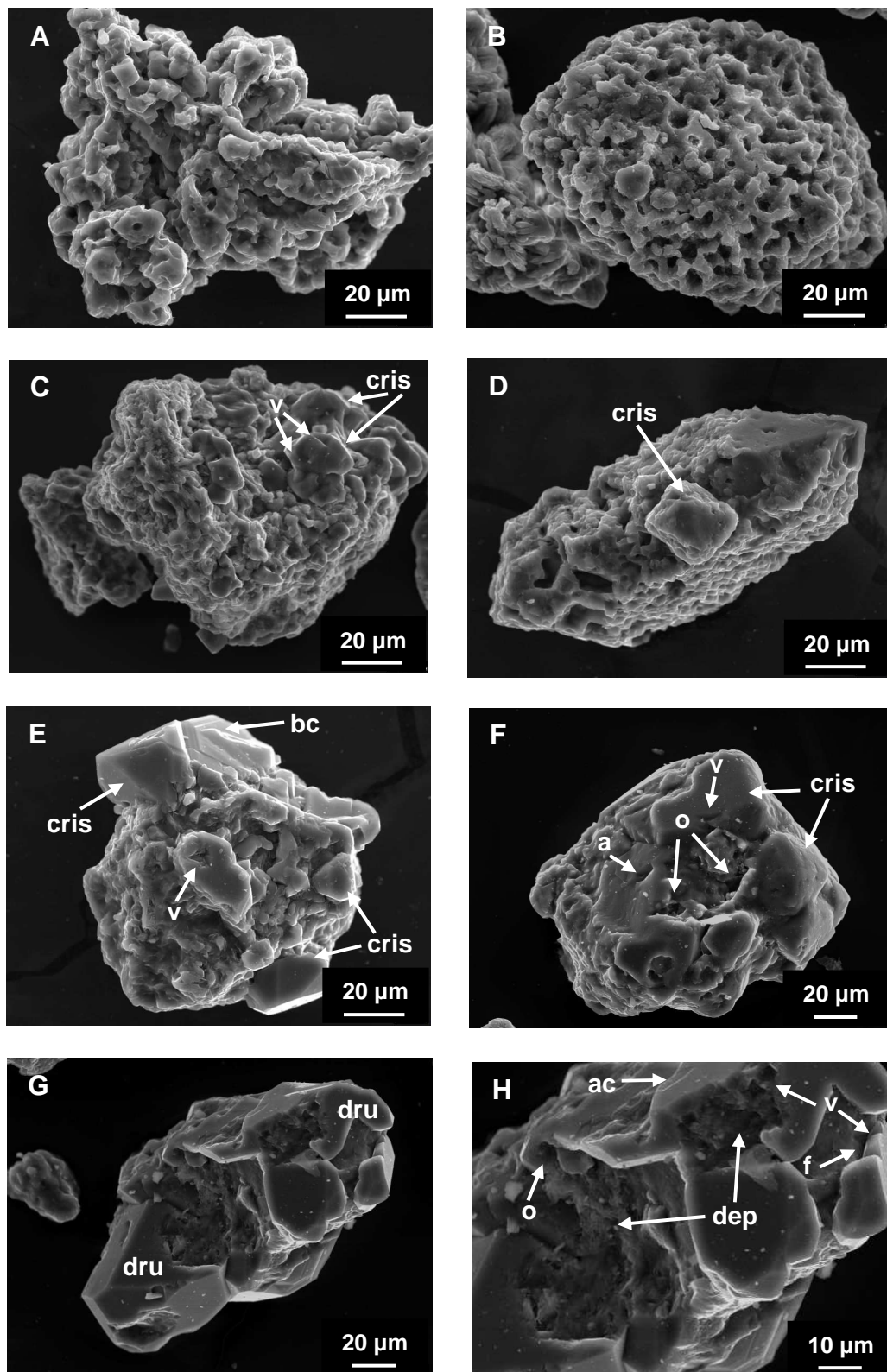
En general, el parámetro morfoscópico “redondeamiento de grano” hace que se incluyan dentro de las clases subangulares y subredondeados.

Respecto a su relación con la morfología cristalina del cuarzo son granos alotriomorfos-hipidiomorfos ya que en algunos casos no presentan parecido alguno con dicha morfología (Figuras III.5.24A-C, E y F) y en otros, dicho parecido es más evidente, sobre todo en aquellos granos en los que se desarrollan caras cristalinas (Figuras III.5.24D y G y III.5.24H).

La porosidad de este morfotipo, debida a la agregación de los cristales, es elevada.

Posiblemente su origen se deba a procesos de neoformación generados en el medio sedimentario o en el suelo, a partir de geles. La mayor cristalización de los granos puede estar asociada a la actuación de procesos diagenéticos posteriores (Marzolf, 1976; Le Roux y Jackson, 1978).

Al igual que en el caso del morfotipo 2, las fotografías del morfotipo 3 (Figura III.5.24) muestran un grupo de granos de cuarzo con una evidente variabilidad morfológica. Se han diferenciado, por tanto, tres submorfotipos en función del grado de recristalización de los granos; existe una transición entre agregados de cristales euhedrales cuyos límites están bien diferenciados entre sí a cristales donde hay una mayor interrelación entre cristales pequeños, dando lugar a granos más homogéneos en los que es difícil diferenciar las unidades euhedrales.



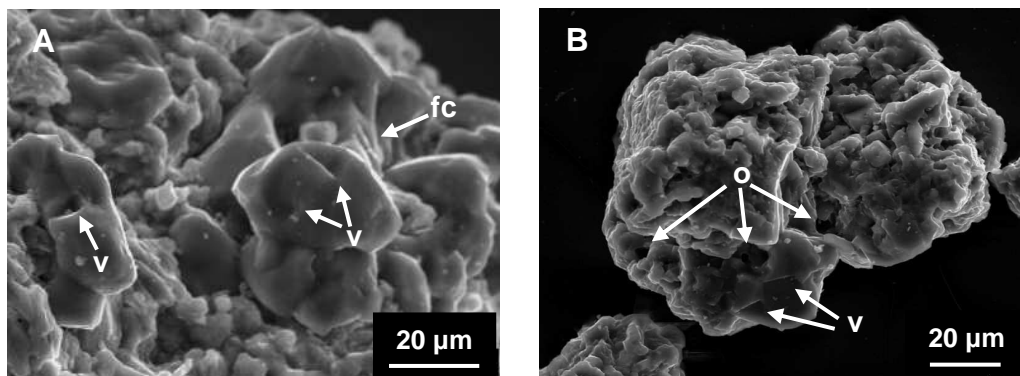
**Figura III.5.24.-** Imágenes SEM del morfotipo 3 de granos de cuarzo. **A:** arena fina, residuo insoluble, perfil P1; **B:** arena fina ligera, horizonte 3Ck, perfil P1; **C:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **D:** arena fina, residuo insoluble, perfil P1; **E:** arena fina, residuo insoluble, perfil P1; **F:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **G:** arena fina ligera, horizonte BCk, perfil P1; **H:** detalle de la Figura III.5.24G.

Abreviaturas.- ac: arcos de choque; bc: bandas de crecimiento; cris: cristales; dep: depósitos superficiales; dru: drusas; f: fisuras; o: orificios; v: marcas de choque en V.

En un avance a esta Tesis Doctoral, Márquez *et al.*, (2009b) investigaron, mediante análisis de imagen de las fotografías SEM (parámetros morfológicos de contorno y superficie) y estudio estadístico (análisis discriminante), los submorfortipos que conforman este grupo de granos de cuarzo. El análisis discriminante permitió diferenciar estos submorfortipos entre sí, mostrando mayores semejanzas morfológicas entre los submorfortipos 3a y 3b y mayores diferencias entre los submorfortipos 3a y 3c. Estas conclusiones fueron coherentes con la clasificación heurística realizada de estos granos de de cuarzo en esta Memoria, y que se define a continuación.

### Submorfortipo 3a

Establecido como el submorfortipo con menor grado de recristalización (Figuras III.5.24A-C y III.5.25).



**Figura III.5.25.-** Imágenes SEM del submorfortipo 3a de granos de cuarzo. **A:** detalle de la Figura III.5.24C; **B:** arena fina ligera, horizonte BCK, perfil P1. Abreviaturas.- fc: fracturas concoides; o: orificios; v: marcas de choque en V.

En la superficie de los granos se desarrollan, en algunos casos, pequeños crecimientos de cristales euhedrales-poliédricos con aristas, en su mayoría, redondeadas (Figuras III.5.24C y III.5.25A). En algunos casos estos crecimientos presentan marcas mecánicas en forma de V y pequeñas fracturas concoides en su superficie. A veces se reconocen orificios desarrollados (Figura III.5.25B).

Son granos con apariencia de poseer un bajo grado de alteración o ser medianamente alterados (granos de superficie limpia, frescos).

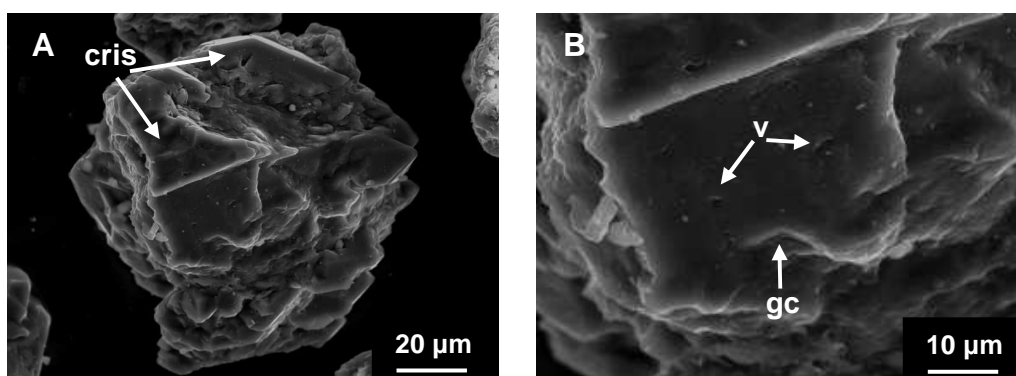
La variedad menos recristalizada de este submorfortipo es la representada por el ejemplar de la Figura III.5.24B, perteneciente al horizonte 3Ck del perfil P1. Se trata de una variedad sin desarrollo de cristalitos poliédricos

sobre su superficie externa y que, por tanto, puede representar los primeros estadios de neoformación de estos morfotipos.

### Submorfotipo 3b

Submorfotipo caracterizado por un mayor grado de recristalización superficial de los granos, formándose cristales ya visibles y de manera más generalizada en las partes externas de los mismos (Figuras III.5.24D-F y III.5.26) y en los que se puede incluso observar las bandas de crecimiento características del cuarzo (Figura III.5.24E).

Dentro de este submorfotipo se pueden observar variedades definidas por el grado de madurez sedimentológica de los granos. Así, se observan granos con cristales y sin madurez sedimentológica (Figura III.5.26) y granos con cristales y con cierta madurez sedimentológica (Figura III.5.24F).



**Figura III.5.26.-** Imágenes SEM del submorfotipo 3b de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, horizonte BCk, perfil P1; **B:** detalle de la Figura III.5.26A. Abreviaturas.- cris: cristales; gc: golfos de corrosión; v: marcas de choque en V.

A medida que aumenta la recristalización y la madurez sedimentológica se pueden observar señales mecánicas localizadas en la superficie de algunos granos, como marcas en V (Figuras III.5.24F y III.5.26B), arcos de choque y orificios (Figura III.5.24F).

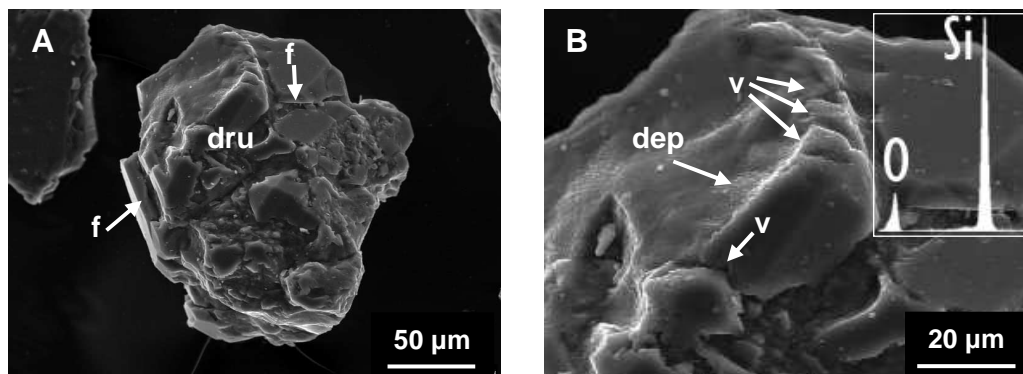
Aunque el grado de alteración es relativamente bajo, es posible reconocer señales de disolución como golfos de corrosión (Figura III.5.26B).

### Submorfotipo 3c

Este submorfotipo se desarrolla en una etapa más avanzada del proceso de recristalización. De esta forma, los granos presentan núcleos de agregados “framboidales” y superficies externas bien recristalizadas, con desarrollo de drusas de cristales (Figuras III.5.24G y H y III.5.27).

Por lo general presentan superficies limpias, aunque en algunos casos pueden reconocerse marcas mecánicas en V, orificios, arcos de choque y fisuras desarrolladas a partir de los límites entre cristales (Figuras III.5.24H y III.5.27).

Existen algunas variedades con posibles depósitos de sílice globulosa localizados (Figura III.5.27B).



**Figura III.5.27.-** Imágenes SEM del submorfotipo 3c de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, horizonte 4C, perfil P4; **B:** detalle de la Figura III.5.27A; se incluye el diagrama EDX del depósito superficial. Abreviaturas.- dep: depósitos superficiales; dru: drusas; f: fisuras; v: marcas de choque en V.

#### III.5.3.4.- Morfotipo 4

Granos policristalinos constituidos por drusas de cristales de distinto tamaño y con un relativo grado de madurez sedimentológica (Figuras III.5.28 y III.5.29).

Los límites de estos granos son principalmente reminiscencias de caras de cristal, aunque también se reconocen superficies de fractura y de meteorización.

Tienen formas equidimensionales y a veces formas alargadas o complejas y su tamaño medio es de  $111,29 \pm 33,03 \mu\text{m}$  ( $n=366$ ), para los granos tamaño arena y de  $37,35 \pm 9,13 \mu\text{m}$  ( $n=12$ ), para los granos tamaño limo.

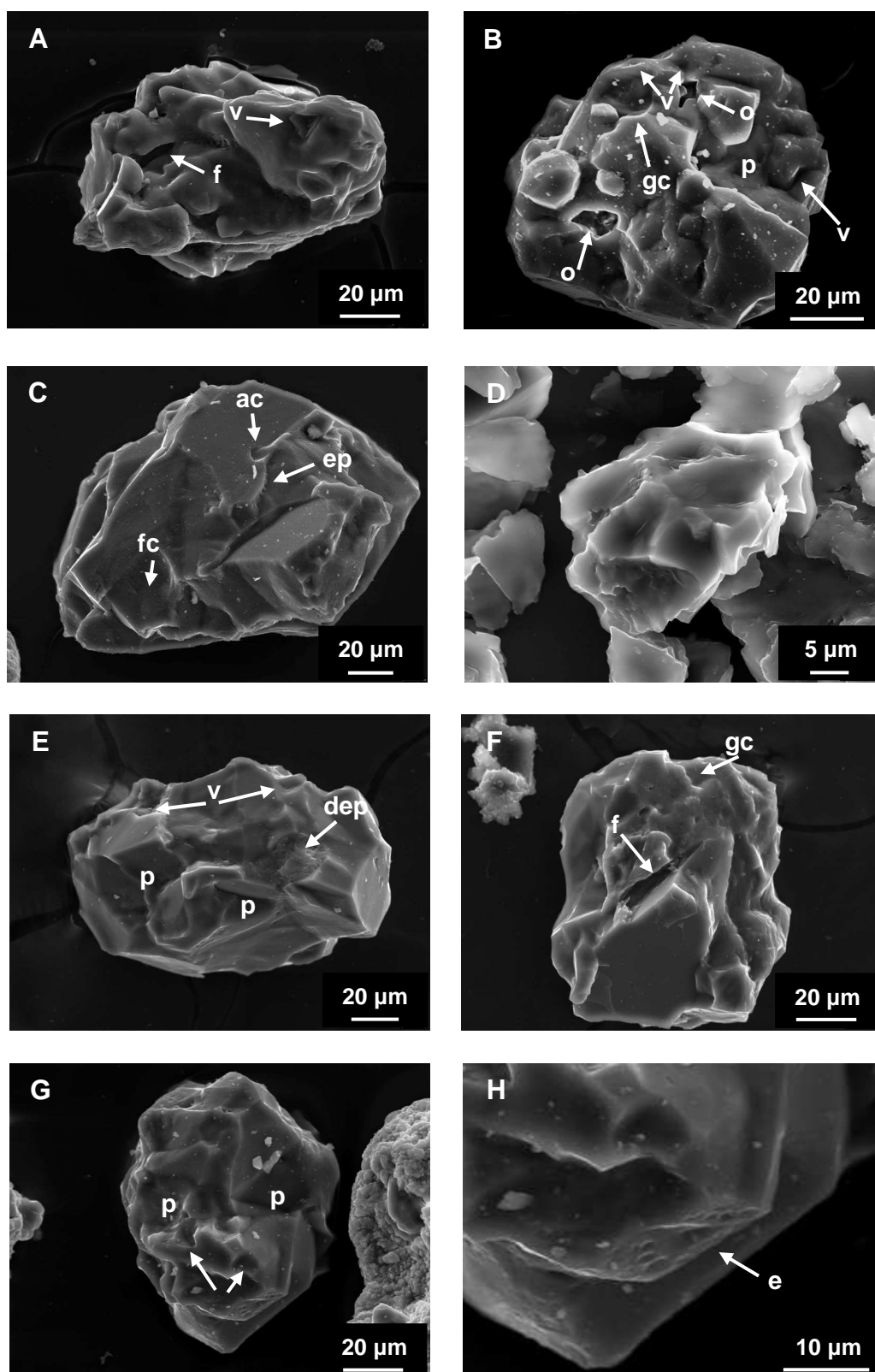
Respecto al grado de redondeamiento, estos granos se incluyen dentro de las categorías subangulares-subredondeados.

Son granos alotriomorfos-hipidiomorfos en función de su relación con las morfologías cristalinas del cuarzo.

Tienen baja o nula porosidad visible al SEM.

En la superficie de estos granos se reconocen marcas mecánicas en V, orificios, fracturas concoides, arcos de choque, fisuras y pérdida de masa mineral (Figuras III.5.28A-C, E y F, III.5.29B, C y D).





**Figura III.5.28.-** Imágenes SEM del morfotipo 4 de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, sedimento original, perfil P3; **B:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **C:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **D:** limo ligero, horizonte Ap, perfil P4; **E:** arena fina, polvo de nieve 2; **F:** arena fina, polvo de nieve 2; **G:** arena fina ligera, horizonte Ah, perfil P1; **H:** detalle de la Figura III.5.28G.

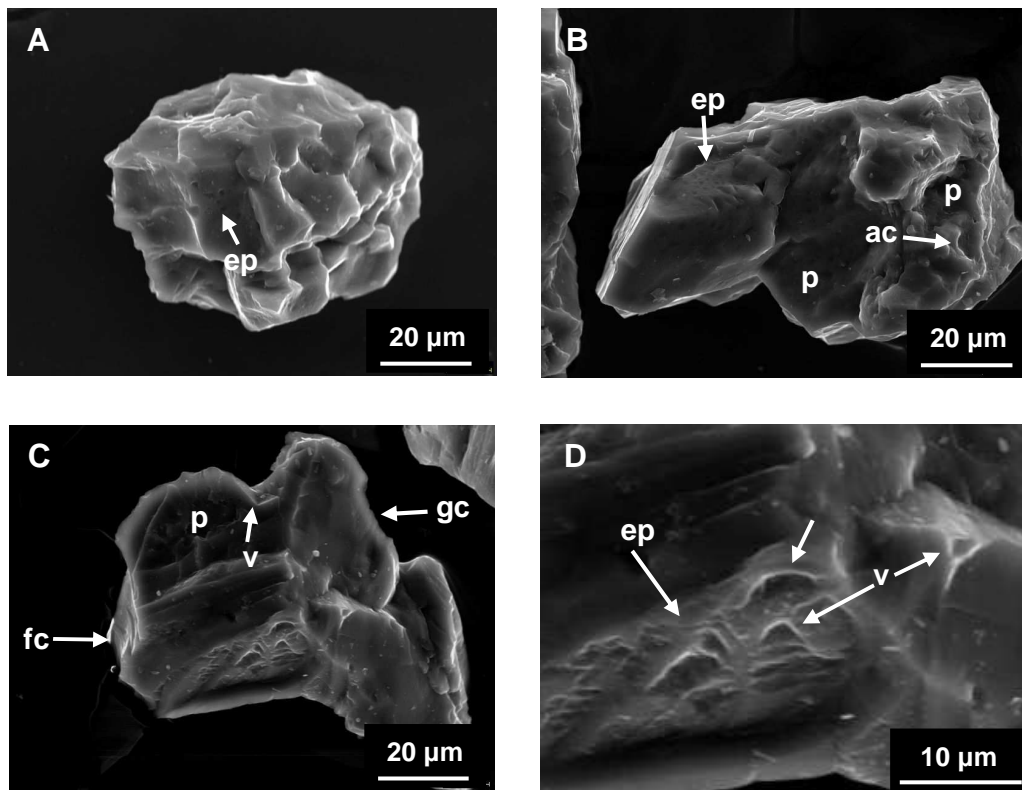
Abreviaturas.- ac: arcos de choque; dep: depósitos superficiales; ep: *etch-pits*; f: fisuras; fc: fracturas concoides; gc: golfos de corrosión; o: orificios; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.



Dentro de este morfotipo podemos definir dos variedades según sea el grado de alteración de los granos: alteración baja o alteración más elevada.

En el primer caso los límites de los granos están definidos por reminiscencias de caras de cristal y superficies de fractura (Figuras III.5.28C, E-H). Estos granos están caracterizados, principalmente, por la presencia de distintas marcas mecánicas en su superficie. Así se reconocen pequeñas fracturas concoides, algunos arcos de choque (Figura III.5.28C), marcas mecánicas en V y pérdida de masa mineral (Figuras III.5.28E y G). Se observan también, en algunos casos, fisuras (Figura III.5.28F). Las marcas de disolución, aunque pueden reconocerse, son escasas y muy localizadas (Figuras III.5.28C, III.5.28F y H). En ocasiones aparecen depósitos superficiales (Figura III.5.28E).

En el segundo caso, la variedad de mayor grado de alteración, los granos presentan una gran disolución areal, reconociéndose golfos de corrosión y campos de *etch-pits* en la superficie de los mismos (Figuras III.5.28B y III.5.29). Presentan también marcas mecánicas como arcos de choque, marcas en V, fracturas concoides, orificios y zonas con pérdida de masa mineral y cavidades, bien por disolución bien por fracturación mecánica (Figuras III.5.28B y III.5.29).



**Figura III.5.29.-** Imágenes SEM del morfotipo 4 de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, sedimento original, perfil P3; **B:** arena fina ligera, sedimento original, perfil P4; **C:** arena fina ligera, horizonte 2Cg, perfil P4; **D:** detalle de la Figura III.5.29C. Abreviaturas.- ac: arcos de choque; ep: *etch-pits*; fc: fracturas concoides; gc: golfos de corrosión; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.

El origen de este morfotipo es diverso y complejo. Los granos de cuarzo se han podido desarrollar durante la sedimentación o el metamorfismo bajo la forma de pequeñas drusas, debiendo existir una fase posterior, ya necesariamente en el medio sedimentario, con erosión y meteorización, donde los granos sufren procesos de alteración y acciones mecánicas que les confieren la madurez. No se descarta que algunos indicios de alteración se hayan podido generar o incrementar en el medio edáfico (por ejemplo los *etch-pits*).

### III.5.3.5.- Morfotipo 5

Granos policristalinos compuestos generalmente por crecimientos paralelos de dos o tres cristales (Figura III.5.30). Existen dos casos extremos en el horizonte Bw del perfil P1 de Sierra Elvira, representados por un grano drusiforme formado por más de diez cristales (Figura III.5.30A) y otro constituido por sólo un cristal poliédrico (Figura III.5.30B).

Los límites de los granos están definidos por caras de cristal.

Presentan formas elongadas y equidimensionales, con un valor medio del tamaño de  $112,07 \pm 49,45 \mu\text{m}$  ( $n=16$ ), para los granos de cuarzo tamaño arena. Se ha identificado un solo ejemplo dentro de este morfotipo en los granos de cuarzo tamaño limo; éste presenta un tamaño de  $44,35 \mu\text{m}$ .

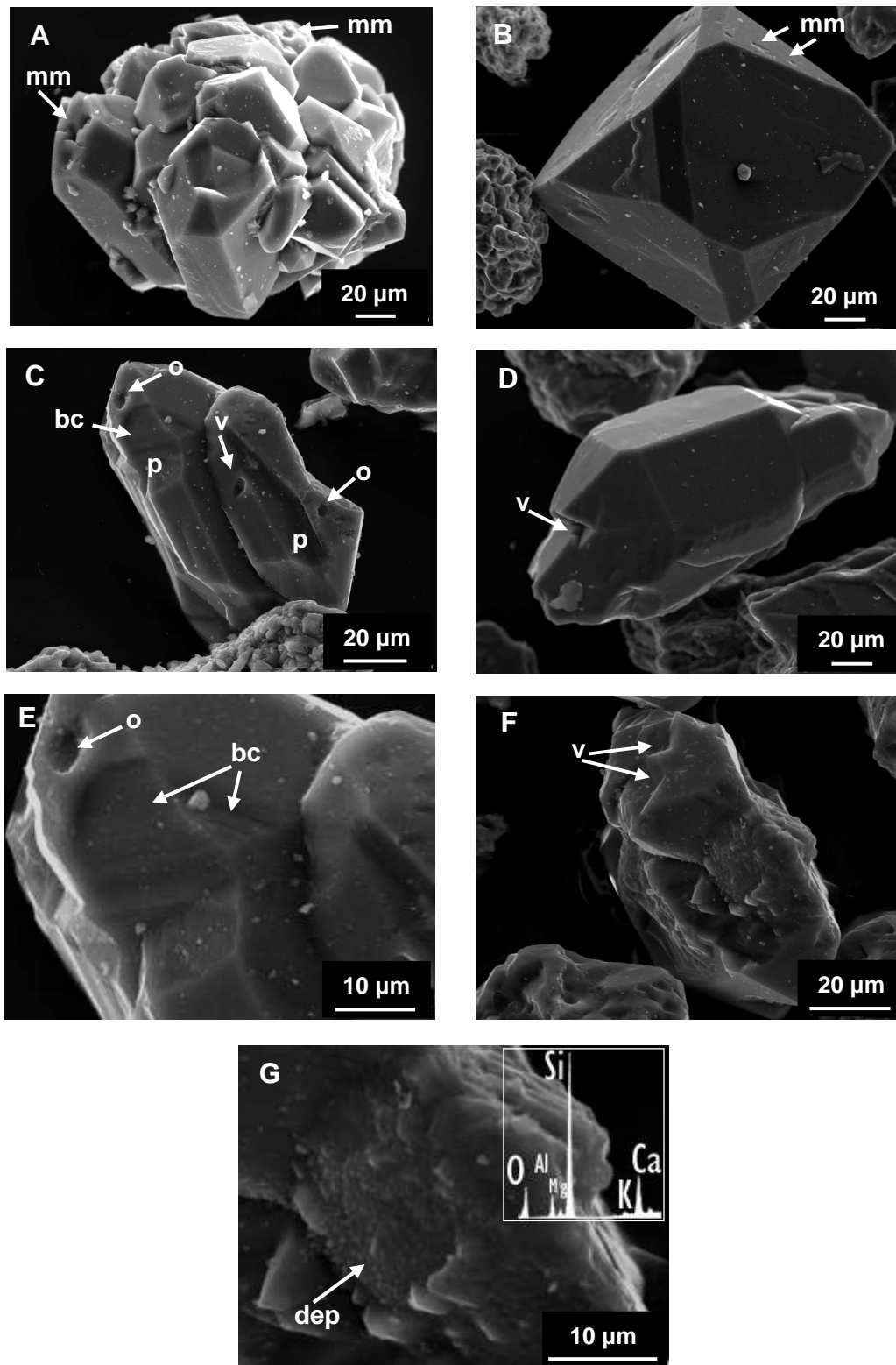
Respecto al grado de redondeamiento se definen como granos angulosos y algunos subangulosos.

La característica principal que define a los granos de cuarzo pertenecientes a este morfotipo es su carácter idiomorfo, ya que se caracterizan por presentar un gran parecido con las morfologías cristalinas ideales del cuarzo.

No presentan porosidad visible al SEM.

Por lo general, tienen superficies limpias, reconociéndose sólo algunas marcas mecánicas de choque, marcas en V, pérdida de masa mineral y algunos orificios (Figura III.5.30). Aún así, estos caracteres están muy localizados. En la Figura III.5.30E se observan las bandas de crecimiento típicas de este mineral.

Su origen es diverso, preferentemente sedimentario al presentarse mayoritariamente en los perfiles de Sierra Elvira (P1) y de la Vega de Granada (P4), sin descartar la posibilidad de que algunas de sus morfologías puedan ser edáficas, sobre todo aquellas muy perfectas (granos idiomorfos) o las que presentan depósitos superficiales de sílice globulosa donde se detectan también otros elementos químicos diferentes al Si (posiblemente procedan de impurezas minerales englobadas en la cobertera) (Figura III.5.30G).



**Figura III.5.30.-** Imágenes SEM del morfotipo 5 de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **B:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **C:** arena fina ligera, horizonte Bck, perfil P1; **D:** arena fina ligera, horizonte 4C, perfil P4; **E:** detalle de la Figura III.5.30C; **F:** arena fina ligera, horizonte Ah, perfil P1; **G:** detalle de la Figura III.5.30F; se incluye el diagrama EDX del depósito superficial.

Abreviaturas.- bc: bandas de crecimiento; dep: depósitos superficiales;o: orificios; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.

En cualquier caso, estos granos requieren la ausencia de procesos de alteración, o acciones mecánicas posteriores, que desdibujen o destruyan el carácter idiomorfo de los mismos.

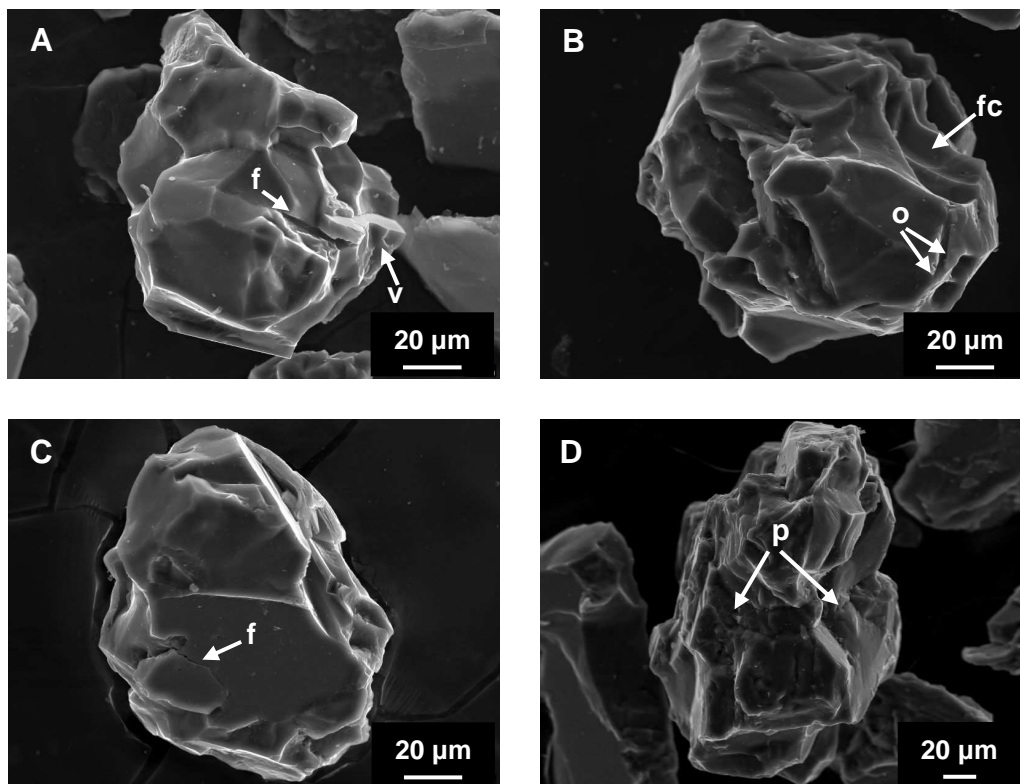
### III.5.3.6.- Morfotipo 6

Granos policristalinos algo “drusiformes” y con apariencia de estar relativamente meteorizados (Figuras III.5.31 y III.5.32). Aún así, no tienen apariencia de haber sufrido un proceso de transporte-sedimentación, lo que le habría generado rasgos superficiales de madurez sedimentológica.

Los límites de los granos están definidos, principalmente, por superficies de fractura y reminiscencias de caras de cristal.

Tienen formas elongadas y equidimensionales y un tamaño medio de  $119,00 \pm 34,93 \mu\text{m}$  ( $n=449$ ), en el caso de los granos tamaño arena. En la fracción limo se ha identificado un solo grano con las características de este morfotipo, teniendo un tamaño de  $40,11 \mu\text{m}$ .

Son granos angulosos o subangulosos respecto al grado de redondeamiento.



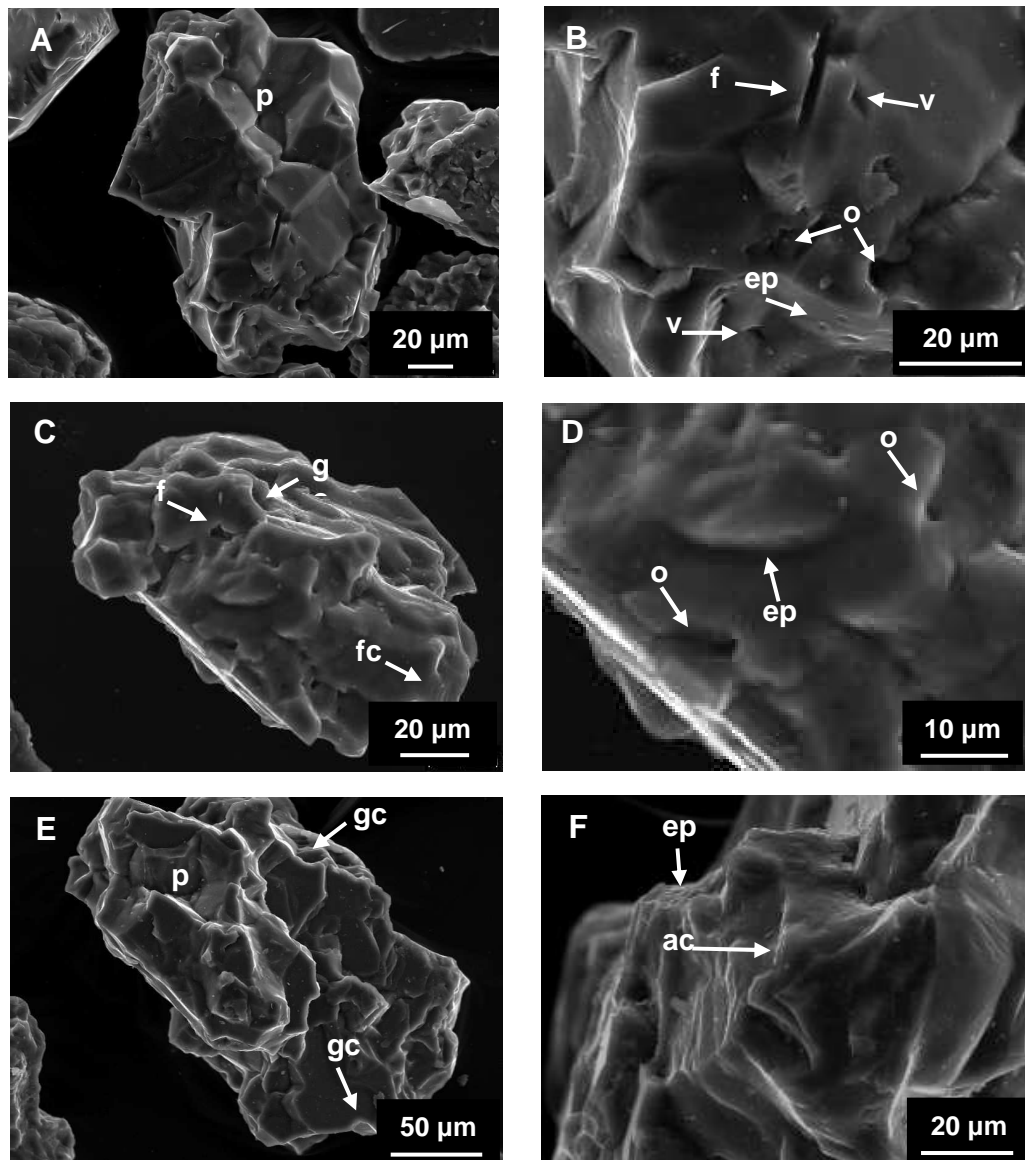
**Figura III.5.31.-** Imágenes SEM del morfotipo 6 de granos de cuarzo. **A:** arena fina, polvo de nieve 2; **B:** arena fina ligera, horizonte Ah2, perfil P2; **C:** arena fina ligera, sedimento original, perfil P3; **D:** arena fina ligera, horizonte C, perfil P2.

Abreviaturas.- f: fisuras; fc: fracturas concoides; o: orificios; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.

Su relación con las morfologías cristalinas del cuarzo hace que estos granos se clasifiquen, en general, como granos alotriomorfos, existiendo algunos casos más hipidiomorfos.

Son granos algo porosos.

En la superficie de algunos se reconocen fracturas concoides, orificios (algunos de los que pueden estar producidos por la pérdida de antiguas inclusiones minerales), pérdida de masa mineral y marcas mecánicas en forma de V (Figuras III.5.31 y III.5.32). También se desarrollan fisuras a favor de los límites entre granos (Figuras III.5.31A y C, III.5.32B y C), cuya evolución puede suponer la pérdida de masa mineral.



**Figura III.5.32.-** Imágenes SEM del morfotipo 6 de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, horizonte Ah2, perfil P2; **B:** detalle de la Figura III.5.32A; **C:** arena fina ligera, horizonte 4C, perfil P4; **D:** detalle de la Figura III.5.32C; **E:** arena fina ligera, horizonte BCtg, perfil P3; **F:** detalle de la Figura III.5.31D.

306 Abreviaturas.- ac: arcos de choque; ep: *etch-pits*; f: fisuras; fc: fracturas concoides; gc: golfos de corrosión; o: orificios; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.

Presentan un grado de alteración química medio, con algunas marcas de disolución, como campos de *etch-pits* muy localizados (Figuras III.5.32B, D y F) y pequeños golfos de corrosión (Figuras III.5.32C y E).

Se reconocen algunas variedades dentro de este morfotipo, definidas por el grado de alteración y madurez sedimentaria y/o edafológica de los granos.

Una de ellas es la constituida por granos poco alterados, con superficies relativamente frescas. En ellos sólo se reconocen marcas mecánicas (fracturas concoides, pérdida de masa mineral por fracturación) y algunos orificios localizados (por ejemplo Figuras III.5.31B y C).

Otra variedad presenta granos con un mayor grado de alteración. En este caso, la disolución areal hace que las caras de los cristales estén fuertemente modificadas llegando incluso a desaparecer (por ejemplo Figura III.5.32C).

En cualquier caso, son granos con un origen inicial diverso, aunque principalmente metamórfico ya que están presentes con un porcentaje muy elevado en el perfil P2 de Sierra Nevada y en el perfil P4 de la Vega de Granada, cuya área fuente sedimentaria principal es también el macizo metamórfico de Sierra Nevada. Sobre ellos han debido actuar procesos edafogénicos y sedimentarios que inducen su grado de alteración (alteración física) característico. Éste debe de ser bajo en lo que se refiere a la madurez sedimentológica, ya que en otro caso nos encontraríamos en un morfotipo emparentado como es el morfotipo 4.

### III.5.3.7.- Morfotipo 7

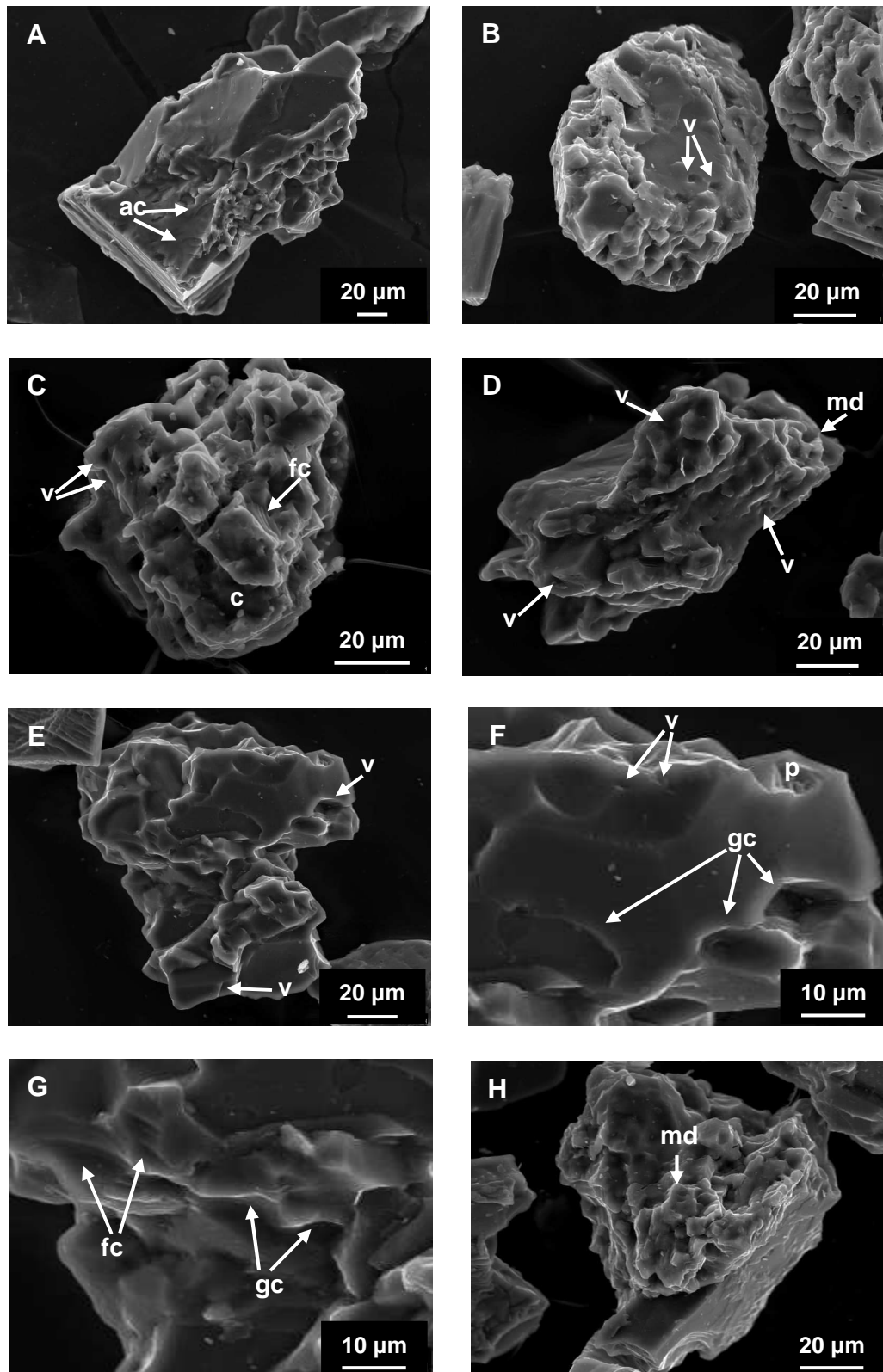
Granos policristalinos con cierta dishomogeneidad, formados por la recristalización, por zonas, de agregados de cristales. Así, estos granos se caracterizan por presentar partes cristalizadas como masas cristalinas y partes de agregados de cristales más pequeños que parecen adheridas al grano o incluso en transición con éste (Figuras III.5.33 y III.5.34).

Los límites de los granos están definidos por las superficies de los agregados de cristales y por las masas de materia cristalina.

Tienen formas que tienden a ser planas y elongadas y su tamaño medio es de  $123,99 \pm 37,95 \mu\text{m}$  ( $n=157$ ), para los granos tamaño arena. Sólo se ha reconocido un grano en la fracción limo con las características de este morfotipo; su tamaño es de  $24,60 \mu\text{m}$ .

Su grado de redondeamiento es bajo, siendo granos muy angulosos y angulosos.





**Figura III.5.33.-** Imágenes SEM del morfotipo 7 de granos de cuarzo. **A:** arena fina, polvo de nieve 2; **B:** arena fina ligera, sedimento original, perfil P3; **C:** arena fina ligera, horizonte 2Ck2, perfil P1; **D:** arena fina ligera, horizonte A, perfil P3; **E:** arena fina ligera, horizonte Ah2, perfil P2; **F:** detalle de la Figura III.5.33E; **G:** detalle de la Figura III.5.33E; **H:** arena fina ligera, horizonte Ah1, perfil P2.

Abreviaturas.- ac: arcos de choque; c: cavidades; fc: fracturas concoides; gc: golfos de corrosión; md: marcas de disolución; p: pérdida de masa mineral; v: marcas de choque en V.

Respecto a su semejanza con las morfologías cristalinas ideales del cuarzo, son granos alotriomorfos ya que dicha semejanza es nula. En algunos casos, en los que se reconocen caras cristalinas, los granos pueden ser algo hipidiomorfos (Figuras III.5.33A y H).

Tienen cierto grado de porosidad.

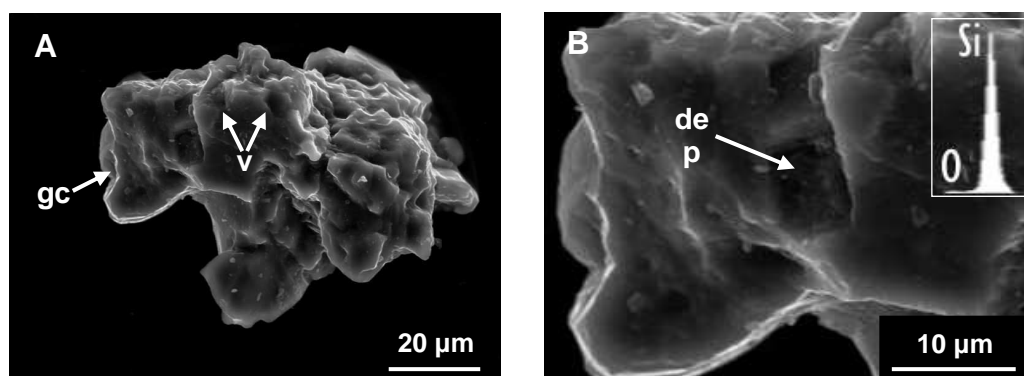
En la superficie de algunos de estos granos se reconocen marcas mecánicas como arcos de choque, marcas en forma de V, fracturas concoides con estriaciones concéntricas, cavidades y, en algunos, casos estriaciones (Figura III.5.33).

El grado de alteración de estos granos es variable, observándose en algunos casos marcas de disolución muy localizadas y golfos de corrosión (Figuras III.5.33D, F-H).

Dentro de este morfotipo se reconocen variedades que van desde granos poco recristalizados, muy porosos y en los que dominan las partes de agregados de pequeños cristales (Figuras III.5.33B y C), a granos con un mayor grado de recristalización en los que dominan las masas cristalinas (Figuras III.5.33A y H).

La madurez sedimentológica hace que estos granos aparezcan a veces más redondeados y más maduros. Se reconocen, en algunos casos, depósitos superficiales principalmente de sílice globulosa (Figura III.5.34).

Su origen parece estar ligado al metamorfismo.



**Figura III.5.34.-** Imágenes SEM del morfotipo 7 de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, horizonte Ap, perfil P4; **B:** detalle de la Figura III.5.36A; se incluye el diagrama EDX del depósito superficial.

Abreviaturas.- dep: depósitos superficiales; gc: golfos de corrosión; v: marcas de choque en V.

### III.5.3.8.- Morfotipo 8

Granos policristalinos formados por cristales de cuarzo con tendencia a formas laminares, presentando una configuración interna laminada (Figura III.5.35).



Los límites de estos granos están definidos por superficies de fractura, en menor medida por caras de cristal y en algunos casos por superficies de meteorización.

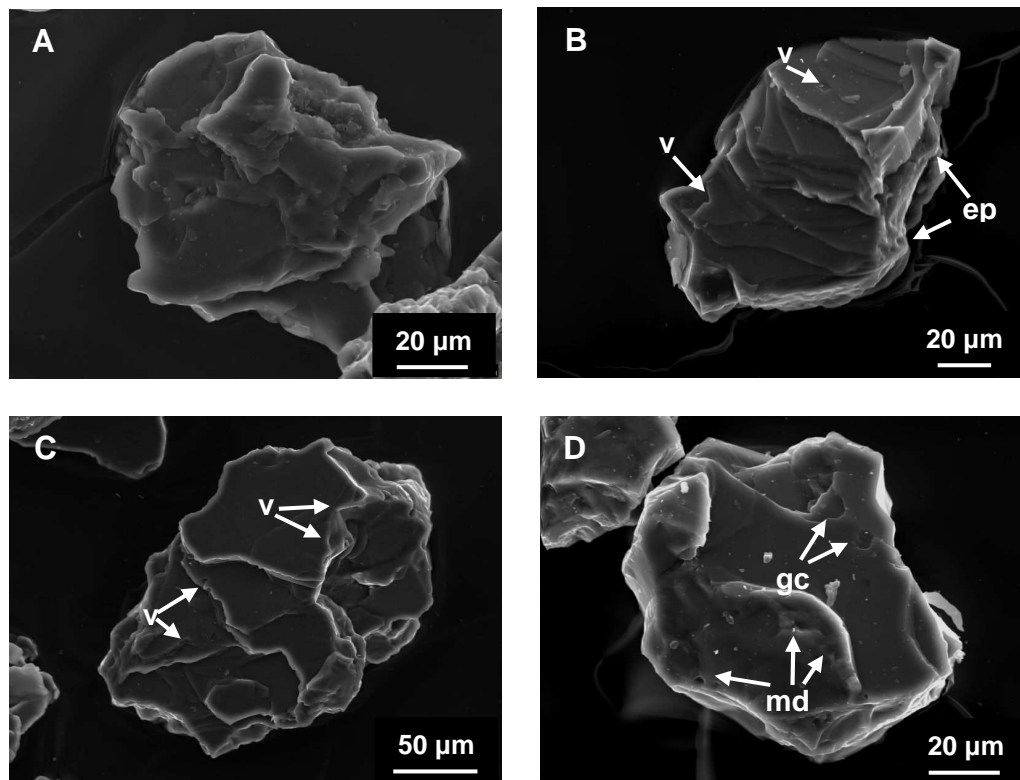
Sus formas tienden a ser planas y tienen un tamaño medio de  $123,54 \pm 37,37 \mu\text{m}$  ( $n=80$ ), habiéndose encontrado sólo ejemplares en las fracciones arena fina ligera.

En general son granos muy angulosos o angulosos.

No se asemejan a las morfologías cristalinas del cuarzo por lo que se clasifican como granos alotriomorfos.

No presentan porosidad.

Hay variedad de granos poco maduros con superficies relativamente limpias en las que se pueden reconocer pequeñas marcas mecánicas en V muy localizadas (Figuras III.5.35B y C).



**Figura III.5.35.-** Imágenes SEM del morfotipo 8 de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, sedimento original, perfil P3; **B:** arena fina ligera, horizonte AC, perfil P2; **C:** arena fina ligera, horizonte Ah2, perfil P2; **D:** arena fina ligera, horizonte 2Cg, perfil P4. Abreviaturas.- ep: etch-pits; gc: golfos de corrosión; md: marcas de disolución; v: marcas de choque en V.

Dentro de este morfotipo hay también granos con mayor madurez sedimentológica y mayor grado de alteración, con pulimentaciones y

caracterizados por un mayor redondeamiento y por la presencia de *etch-pits* y marcas de disolución localizadas y golfos de corrosión (Figura III.5.35D).

Su origen está ligado al metamorfismo, donde adquieren las formas planas y laminadas.

### III.5.3.9.- Morfotipo 9

Granos mono y policristalinos, cuyos límites están definidos por superficies de meteorización netamente observables (Figura III.5.36).

Presentan formas equidimensionales-esféricas y tienen un tamaño medio, para el caso de los granos de cuarzo tamaño arena, de  $93,78 \pm 32,41 \mu\text{m}$  ( $n=75$ ) y para los granos de cuarzo tamaño limo de  $33,71 \pm 17,66 \mu\text{m}$  ( $n=2$ ).

Respecto al grado de redondeamiento, éste es característico al tratarse de granos subredondeados-redondeados.

No guardan relación alguna con las morfologías cristalinas ideales del cuarzo por lo que se clasifican como granos alotriomorfos.

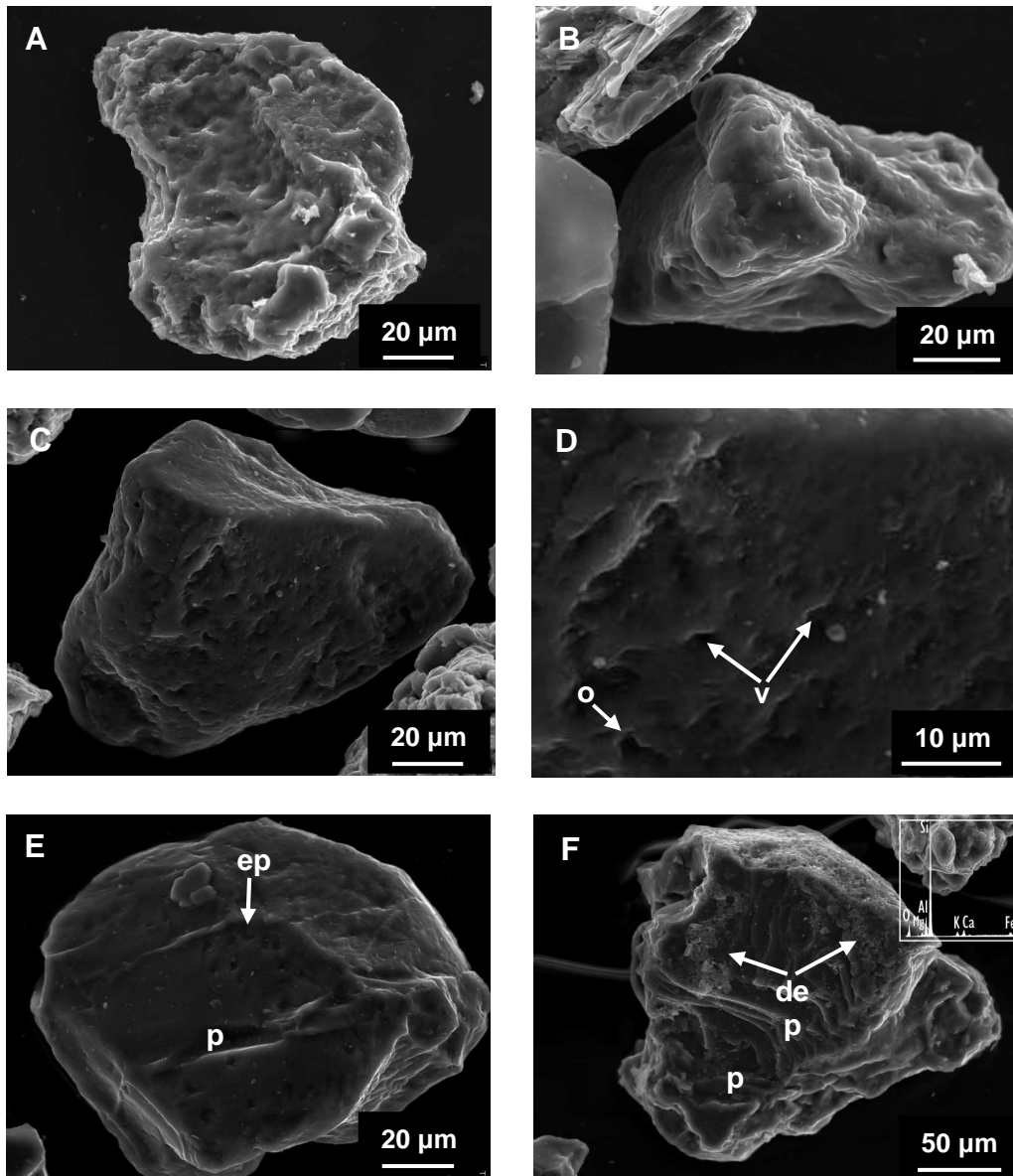
Tienen cierto grado de porosidad.

Se caracterizan, principalmente, por presentar superficies con abundantes marcas mecánicas de choque, algunas en forma de V, y microabrasiones que le confieren a los granos un aspecto rugoso (Figura III.5.36). También se reconocen pequeños orificios (Figura III.5.36D) y pérdida de masa mineral (Figuras III.5.36E y F).

Sobre las marcas mecánicas en V, han podido progresar *etch-pits* (Figura III.5.36E).

Son granos muy pulidos que a veces presentan depósitos superficiales (Figura III.5.36F).

El aspecto rugoso de los granos en parte se debe a la existencia de una capa superficial, con apariencia de "piel de naranja" (Soutendam, 1967), que está originada por procesos de disolución-precipitación de sílice en la superficie de los granos de cuarzo (Margolis y Krinsley, 1971; Krinsley, Friend y Klimentides, 1976; Folk, 1978) y por el impacto entre partículas producido durante el transporte de los granos. Esta característica es exclusiva de partículas de origen eólico. Otros procesos de meteorización química a los que están sometidos este tipo de granos es la cristalización superficial de sales (Lucci y Casa, 1968; Krinsley y Doornkamp, 1973; Le Ribault, 1975; Krinsley y McCoy, 1978) (Figura III.5.36F), aunque en el presente caso, el medio edáfico, no se ha observado dicha cobertera secundaria salina.



**Figura III.5.36.-** Imágenes SEM del morfotipo 9 de granos de cuarzo. **A:** arena fina, residuo insoluble, perfil P1; **B:** arena fina, polvo de nieve 2; **C:** arena fina ligera, horizonte 3Ck, perfil P1; **D:** detalle de la Figura III.5.36C; **E:** arena fina ligera, horizonte Bt, perfil P3; **F:** arena fina ligera, horizonte Ap, perfil P4; se incluye el diagrama EDX de los depósitos superficiales.

Abreviaturas.- dep: depósitos superficiales; ep: *etch-pits*; o: orificios; p: pérdida de masa mineral v: marcas de choque en V.

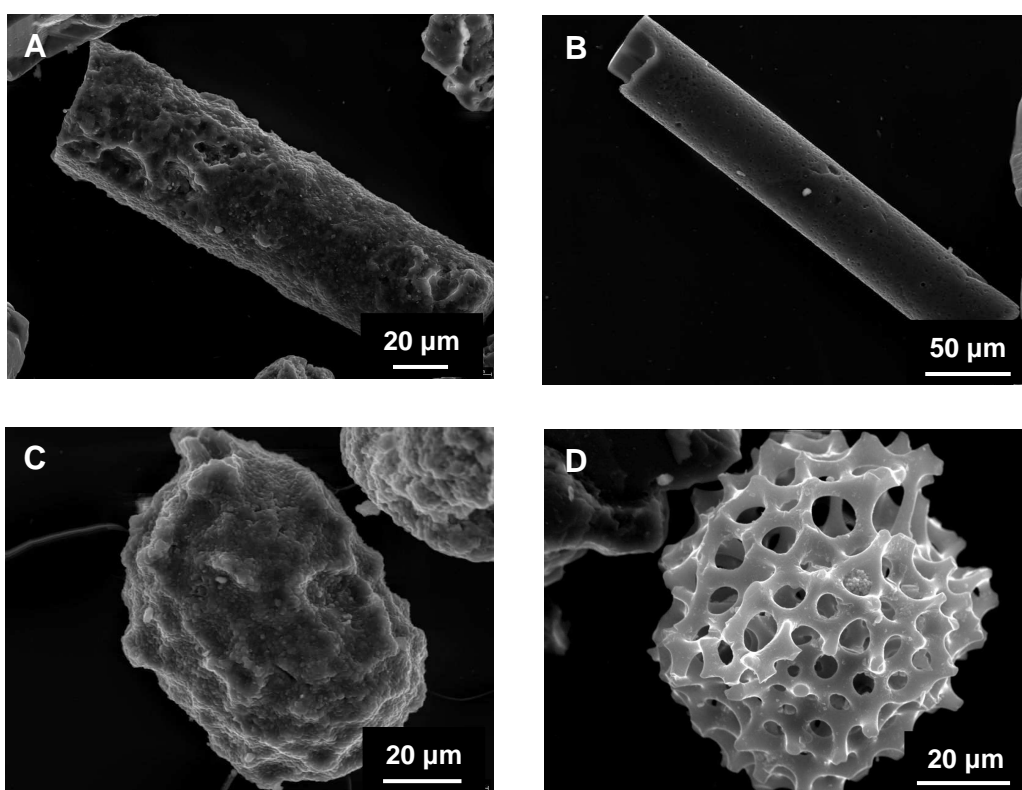
Un avance sobre la presencia de este tipo de granos de cuarzo en los suelos objeto de estudio de esta Memoria se realizó en Márquez *et al.*, (2010b), donde se analizó la abundancia relativa de los mismos a nivel de perfil y se estableció un sentido genético a su presencia en cada uno de los suelos.

### III.5.3.10.- Biolitos

Este morfotipo está constituido por formas de sílice producto de la actividad orgánica, tanto de plantas como de animales (Figura III.5.37).

En las muestras estudiadas aparecen con formas y tamaños variados. Así, se reconocen morfologías tubulares (Figuras III.5.37A y B), masivas (Figura III.5.37C) y un solo caso, perteneciente al horizonte superior (Ap) del perfil P4, caracterizado por una estructura esponjosa (Figura III.5.37D).

Estos granos sólo se han reconocido en la fracción arena fina ligera de los perfiles y su tamaño tiene como valor medio  $130,03 \pm 41,49 \mu\text{m}$  ( $n=12$ ).



**Figura III.5.37.-** Imágenes SEM de Biolitos. **A:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **B:** arena fina ligera, horizonte 4C, perfil P4; **C:** arena fina ligera, horizonte 2Ck2, perfil P1; **D:** arena fina ligera, horizonte Ap, perfil P4.

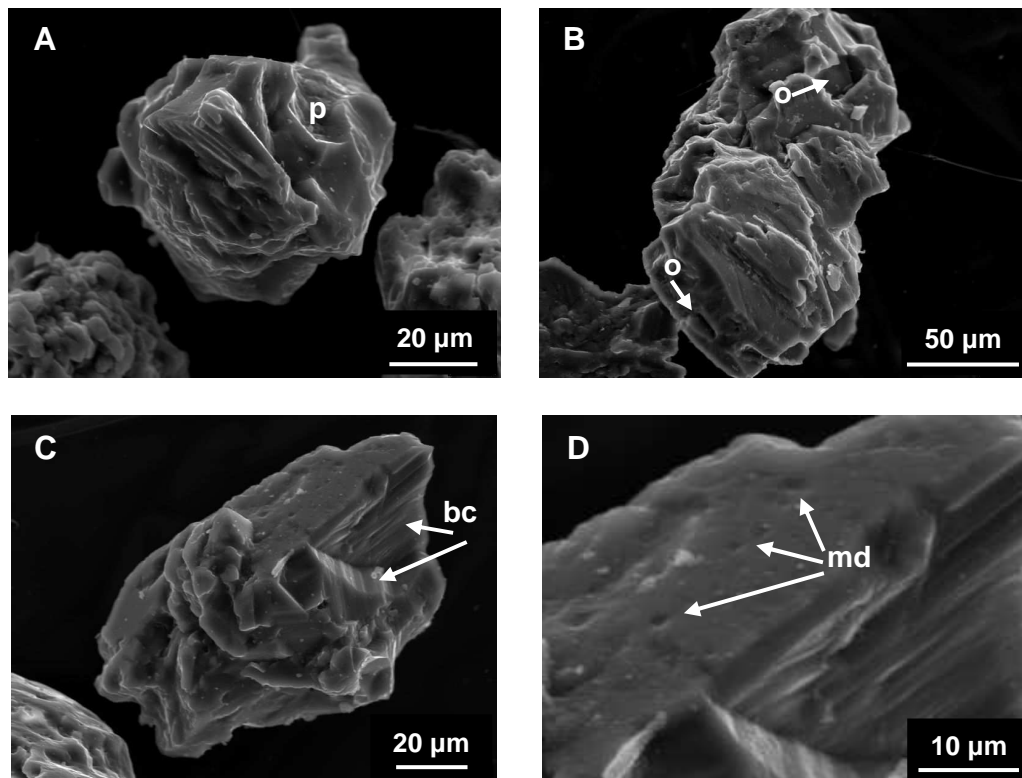
### III.5.3.11.- Morfotipos minoritarios: grupo $\alpha$

Este grupo  $\alpha$  está constituido por granos de cuarzo que representan pocos casos y a veces han resultado difíciles de clasificar por su carácter misceláneo. Se diferencian, dentro de él tres morfotipos designados como morfotipo  $\alpha_1$ , morfotipo  $\alpha_2$  y morfotipo  $\alpha_3$ , cada uno definido por las siguientes características.

**Morfotipo  $\alpha 1$** 

Granos policristalinos, cuyos límites están definidos por superficies de fractura y superficies de meteorización (Figura III.5.38). En algunas zonas de fractura se reconocen las bandas de crecimiento típicas de este mineral (Figura III.5.38C).

Son granos generalmente elongados, aunque hay casos que presentan formas equidimensionales-esféricas (Figura III.5.38A). Se han reconocido sólo en la fracción arena fina ligera y tienen un tamaño medio de  $91,68 \pm 20,07 \mu\text{m}$  ( $n=10$ ).



**Figura III.5.38.-** Imágenes SEM del morfotipo  $\alpha 1$ . **A:** arena fina ligera, horizonte Ah, perfil P1; **B:** arena fina ligera, horizonte Ah1, perfil P2; **C:** arena fina ligera, horizonte Ah, perfil P1; **D:** detalle de la Figura III.5.38C.

Abreviaturas.- bc: bandas de crecimiento; md: marcas de disolución; o: orificios; p: pérdida de masa mineral.

Dentro de la escala de redondeamiento se clasifican como granos angulares-subangulares.

No presentan relación alguna con las morfologías cristalinas ideales del cuarzo por lo que son granos alotriomorfos.

Son granos no porosos.

La superficie de estos granos tiene cierto grado de alteración mecánica. Así, se reconocen algunas marcas mecánicas localizadas, pérdida de masa mineral y orificios poco desarrollados (Figura III.5.38).

En cuanto al origen, se cree son granos metamórficos por su presencia mayoritaria en los perfiles sobre rocas metamórficas.

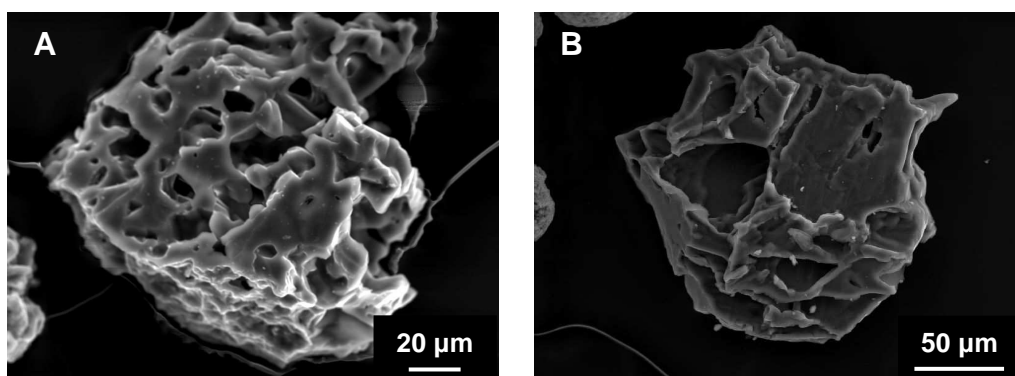
#### Morfotipo $\alpha 2$

Granos policristalinos de distinta naturaleza: drusas de cristales, agregados dishomogéneos y cristales con tendencia a ser laminares; aunque todos ellos presentan el carácter común de ser algo esqueléticos (Figura III.5.39).

Este morfotipo se ha identificado sólo dentro de los granos de cuarzo pertenecientes a la fracción arena fina. Por lo general presentan formas que tienden a ser planas y su tamaño medio es de  $110,64 \pm 28,33 \mu\text{m}$  ( $n=8$ ).

Respecto al grado de redondeamiento se clasifican como granos angulares.

Son alotriomorfos ya que no guardan relación alguna con las formas cristalinas ideales del cuarzo.



**Figura III.5.39.-** Imágenes SEM del morfotipo  $\alpha 2$  de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, horizonte Bw, perfil P1; **B:** arena fina ligera, horizonte 2Ck2, perfil P1.

Debido al carácter esquelético, una característica principal es que presentan una elevada porosidad.

Dicha porosidad parece estar producida por procesos de precipitación de sílice en forma de agregados y posterior recristalización. Estos procesos generan verdaderas cavidades y galerías en el interior de los granos (Figura III.5.39).

**Morfotipo  $\alpha 3$** 

Granos policristalinos definidos por la agrupación de caras de cristal (Figura III.5.40). Aparecen como agregaciones de cristales de pequeñas dimensiones.

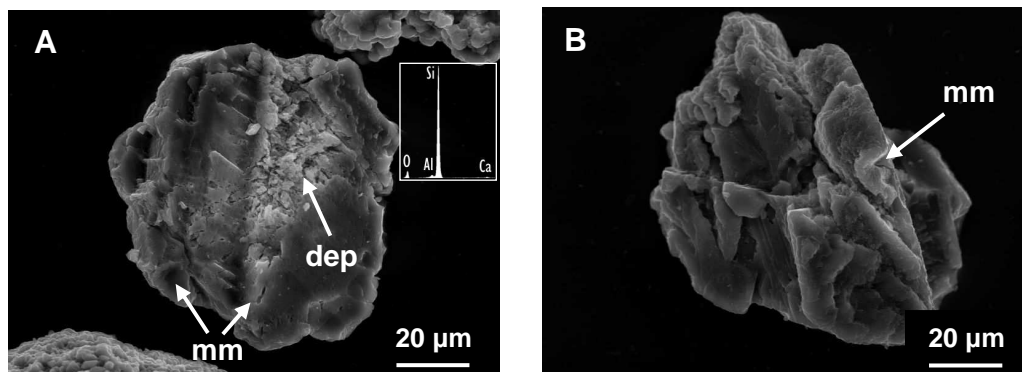
Presentan formas que tienden a ser planas y tienen un tamaño medio de  $121,15 \pm 40,17 \mu\text{m}$  ( $n=19$ ), para granos tamaño arena fina, única fracción en la que se han reconocido.

Respecto al grado de redondeamiento se definen como granos angulares.

Son alotriomorfos al no tener parecido con las morfologías cristalinas ideales del cuarzo.

Son granos relativamente porosos.

Sobre su superficie se pueden reconocer desde depósitos de sílice globulosa, a algunas marcas mecánicas e incluso inicios de fenómenos de disolución (Figura III.5.40).



**Figura III.5.40.-** Imágenes SEM del morfotipo  $\alpha 3$  de granos de cuarzo. **A:** arena fina ligera, horizonte 2Ck2, perfil P1; se incluye el diagrama EDX de los depósitos superficiales; **B:** arena fina ligera, horizonte 3Ck, perfil P1. Abreviaturas.- dep: depósitos superficiales; mm: marcas mecánicas.

Su origen se cree que es sedimentario ya que aparecen con mayor frecuencia en el perfil P1 de Sierra Elvira, desarrollado sobre coluvión de calizas y margas. Su presencia en el perfil P2 de Sierra Nevada puede deberse a la herencia desde el Polvo de nieve.

### III.5.4.- ANÁLISIS COMPARADO POR PERFILES DE LAS PROPORCIONES DE MORFOTIPOS

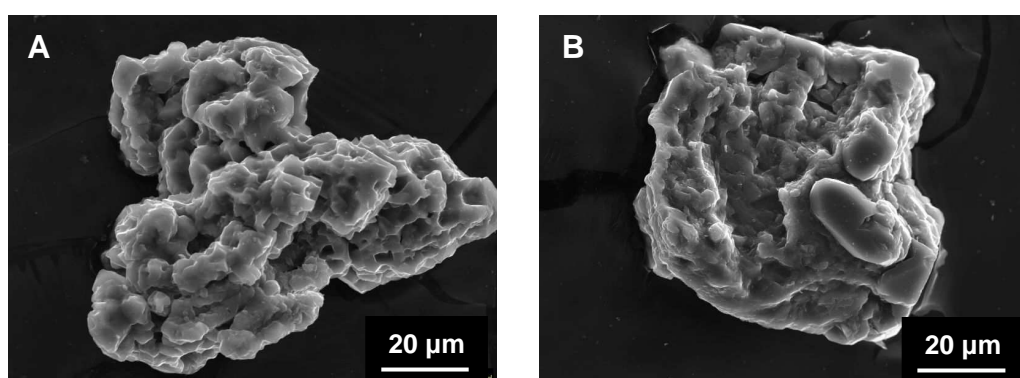
El cálculo de las proporciones de morfotipos y submorfotipos de granos de cuarzo se ha realizado en las siguientes muestras: 1) muestras seleccionadas del material original sobre el que se han desarrollado cada uno de los perfiles estudiados; 2) fracción arena fina ligera de los horizontes de dichos perfiles; y 3) fracción limo ligero de horizontes seleccionados en cada perfil.

A continuación se muestran dichos resultados y se realiza un análisis comparado entre los perfiles estudiados en esta Tesis Doctoral.

#### III.5.4.1.- *Tierra Parda* de Sierra Elvira (perfil P1)

Las proporciones de morfotipos y submorfotipos de las muestras estudiadas en este perfil se muestran en la Tabla III.5.2.

El material original considerado para este estudio ha sido la fracción arena fina del residuo insoluble procedente de la disolución de las gravas carbonatadas del horizonte BCk. Éste, ha sido elegido como característico del perfil al ser el límite superior de una discontinuidad litológica. En esta muestra el morfotipo dominante es el 3 (77%), constituido por granos de cuarzo de aspecto “framboidal” y con distintos grados de cristalización de sus partes más externas. A su vez, está representado por los submorfotipos 3b (53%) y 3a (24%), caracterizados por un grado de cristalización medio y bajo, respectivamente (Tabla III.5.2 y Figura III.5.41).



**Figura III.5.41.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina del residuo insoluble de las gravas del horizonte BCk del perfil P1. **A:** submorfotipo 3a; **B:** submorfotipo 3b.



Tabla III.5.2.- Distribución de morfotipos y submorfotipos del perfil P1.

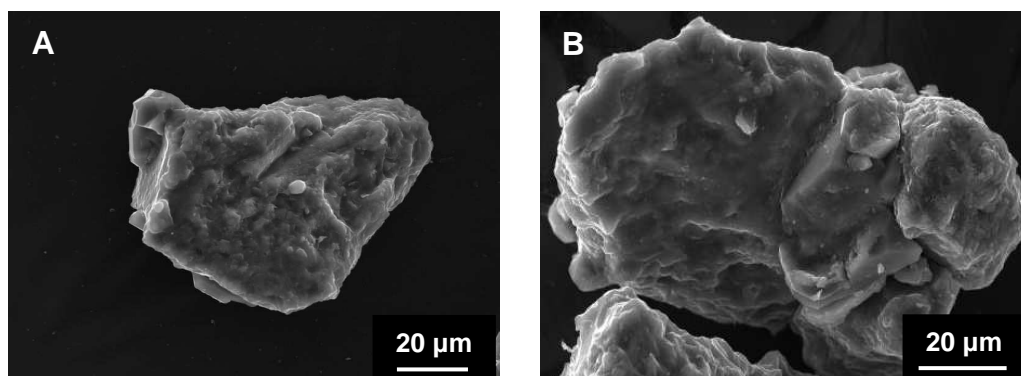
Muestras	MORFOTIPOS Y SUBMORFOTIPOS																			
	1	2	2a	2b	2c	3	3a	3b	3c	4	5	6	7	8	9	Biolitos	α1	α2	α3	
<b>Arena fina del Residuo Insoluble</b>																				
Gravas	n	0	11	0	1	10	54	17	37	0	4	0	0	0	0	1	0	0	1	0
BCK	%	0	15	0	1	14	77	24	53	0	6	0	0	0	0	1	0	0	1	0
<b>Arena fina ligera</b>																				
Ah	n	7	9	0	9	0	5	4	1	0	16	6	0	3	0	0	0	5	0	0
	%	14	18	0	18	0	10	8	2	0	30	12	0	6	0	0	0	10	0	0
Bw	n	2	17	1	14	2	13	3	8	2	11	3	0	0	1	0	3	0	2	0
	%	4	32	2	26	4	25	6	15	4	21	6	0	0	2	0	6	0	4	0
BCK	n	4	13	0	8	5	15	4	10	1	15	1	0	0	0	2	0	0	0	0
	%	8	26	0	16	10	30	8	20	2	30	2	0	0	0	4	0	0	0	0
2CBk	n	2	23	4	11	8	10	2	4	4	3	3	0	2	0	2	4	0	0	1
	%	4	46	8	22	16	20	4	8	8	6	6	0	4	0	4	8	0	0	2
2Ck1	n	2	22	7	8	7	10	0	9	1	2	1	3	1	0	4	2	0	1	2
	%	4	44	14	16	14	20	0	18	2	4	2	6	2	0	8	4	0	2	4
2Ck2	n	6	4	2	2	0	8	5	0	3	10	0	0	5	0	1	1	0	1	4
	%	14	10	5	5	0	21	13	0	8	24	0	0	13	0	3	3	0	3	9
3C	n	0	14	5	9	0	27	2	15	10	2	0	0	3	0	4	0	0	1	3
	%	0	25	9	16	0	50	4	27	19	4	0	0	6	0	7	0	0	2	6
<b>TOTAL</b>	n	<b>23</b>	<b>102</b>	<b>19</b>	<b>61</b>	<b>22</b>	<b>88</b>	<b>20</b>	<b>47</b>	<b>21</b>	<b>59</b>	<b>14</b>	<b>3</b>	<b>14</b>	<b>1</b>	<b>13</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>5</b>	<b>10</b>
	%	<b>7</b>	<b>29</b>	<b>5</b>	<b>18</b>	<b>6</b>	<b>26</b>	<b>6</b>	<b>14</b>	<b>6</b>	<b>17</b>	<b>4</b>	<b>1</b>	<b>4</b>	<b>&lt;1</b>	<b>4</b>	<b>3</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>3</b>
<b>Limo ligero</b>																				
BCK	n	5	41	20	18	3	4	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	%	10	82	40	36	6	8	6	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

n: número de granos.

&lt;1: porcentajes que no alcanzan el 1%; no se computan en la suma a 100.

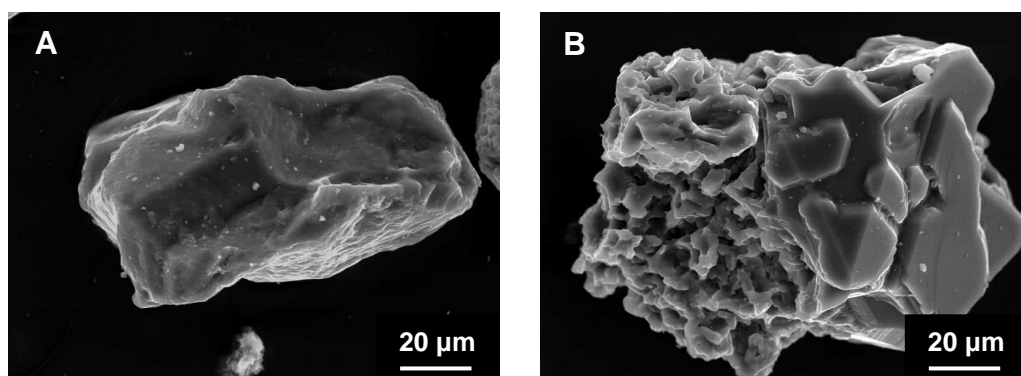
El morfotipo 2 (15%) es el siguiente en abundancia, con una mayor participación del submorfotipo 2c (14%) en su porcentaje (Tabla III.5.2). Éste se caracteriza por granos de cuarzo procedentes de la fragmentación de granos mayores y con una evidente alteración superficial (Figura III.5.42A).

Finalmente, el morfotipo 4, con granos policristalinos con madurez sedimentológica, representa el 6% de los morfotipos en esta muestra. El resto aparecen en proporciones inferiores al 5% (Tabla III.5.2 y Figura III.5.42B).



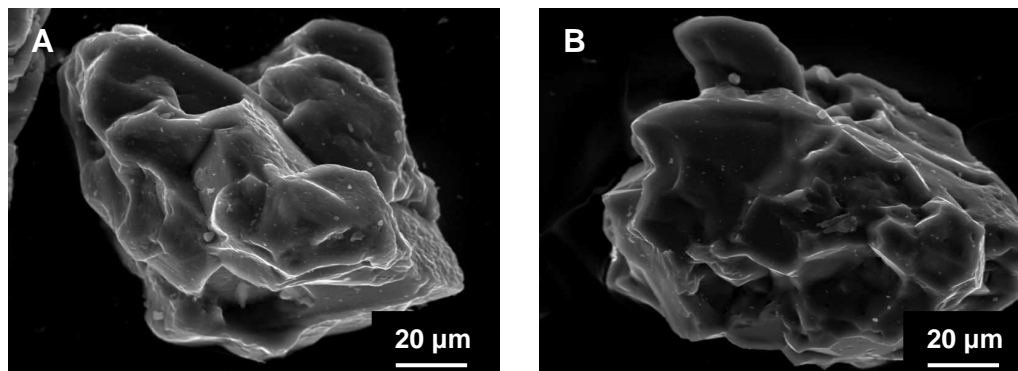
**Figura III.5.42.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina del residuo insoluble de las gravas del horizonte BCk del perfil P1. **A:** submorfotipo 2c; **B:** morfotipo 4.

En la fracción arena fina ligera del perfil P1 los morfotipos dominantes, en valor medio, son el 2 (29%) y el 3 (26%) (Tabla III.5.2 y Figura III.5.46). De los submorfotipos que los integran, los mejor representados son el 2b (18%), con granos monocristalinos o policristalinos de pocos cristales, generados por procesos de meteorización física y con un grado de alteración medio, y el 3b (14%), con granos constituidos por agregados “ramboidales” de cristales con un grado medio de cristalización de sus zonas externas (Figura III.5.43).



**Figura III.5.43.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del perfil P1. **A:** submorfotipo 2b, horizonte BCk; **B:** submorfotipo 3b, horizonte 2Ck1.

El siguiente en abundancia es el morfotipo 4 (17%) (Tabla III.5.2 y Figura III.5.46), constituido por granos formados por drusas de cristales con una relativa madurez sedimentológica (Figura III.5.44).

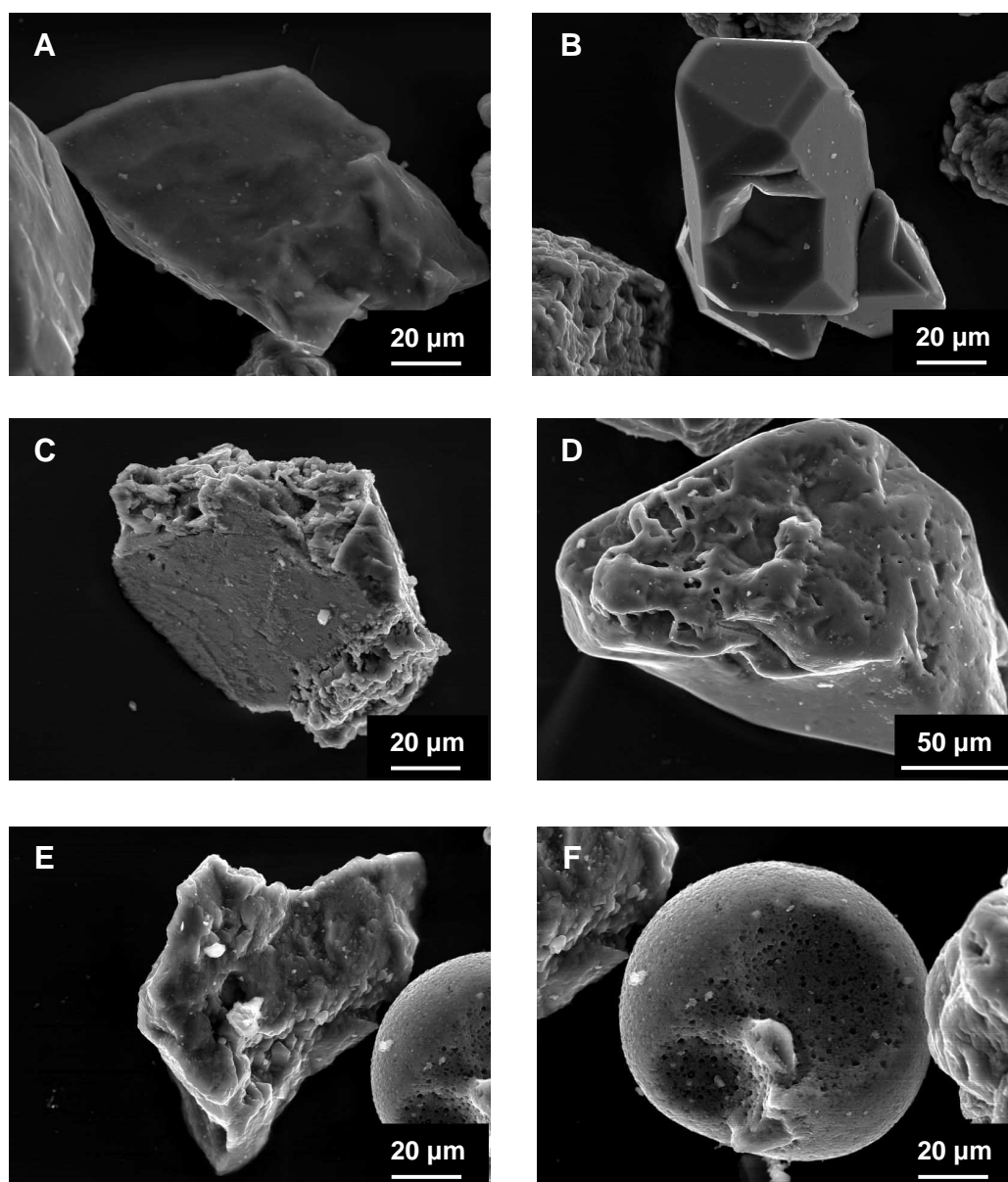


**Figura III.5.44.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del perfil P1. **A** (horizonte BCK) y **B** (horizonte Ah): morfotipo 4.

Finalmente, por encima del 5% de representación, o cercana a esta cifra, se encuentran el morfotipo 1 (7%), con granos monocristalinos generados por procesos de meteorización física o fragmentación, el morfotipo 5 (4%), constituido por granos policristalinos con crecimientos paralelos de cristales, el morfotipo 7 (4%), representado por agregados de cristales recristalizados, el morfotipo 9 (4%), constituido por granos eólicos, el morfotipo  $\alpha 3$  (3%) y el grupo que incluye a los biolitos (3%) (Tabla III.5.2 y Figuras III.5.45 y III.5.46).

A nivel del perfil, el morfotipo 2 es más frecuente en los materiales infrayacentes a la primera discontinuidad litológica de este perfil (horizontes 2CBk y 2Ck1), reconocida por otros métodos analíticos. Su presencia en los horizontes superiores está determinada por la abundancia del submorfotipo 2b, que a su vez es el que determina su aumento en el horizonte 3C, bajo la segunda discontinuidad litológica registrada (Tabla III.5.2 y Figura III.5.46).

El morfotipo 3 es más frecuente en los horizontes superiores, con un máximo en el horizonte BCK. Aún así, su máximo valor se reconoce en el substrato margoso (horizonte 3C), siendo los submorfotipos de medio y alto grado de cristalización (3b y 3c, respectivamente) los que determinan su abundancia (Tabla III.5.2 y Figura III.5.46). Se puede ligar la procedencia de este morfotipo a los materiales originales sobre los que se ha desarrollado el perfil, tanto la marga inferior como los granos procedentes del residuo insoluble del horizonte BCK, en el que el morfotipo 3 es dominante.



**Figura III.5.45.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del perfil P1. **A:** morfotipo 1, horizonte Bw; **B:** morfotipo 5, horizonte 2CBk; **C:** morfotipo 7, horizonte 2Ck1; **D:** morfotipo 9, horizonte 2Ck1; **E:** morfotipo  $\alpha_3$ , horizonte 2Ck1; **F:** biolito, horizonte 2Ck1.

El morfotipo 4 se reconoce preferentemente en los horizontes superiores del perfil, sufriendo un descenso porcentual considerable en el horizonte 3C (Tabla III.5.2 y Figura III.5.46). Este morfotipo es el tercero en abundancia en el residuo insoluble analizado por lo que su presencia en el suelo puede deberse a un proceso de herencia desde los materiales originales sobre los que se han desarrollado dichos horizontes. Los procesos de coluvionamiento mediante los que se aportan dichos materiales pueden favorecer la madurez sedimentológica

característica de los cuarzos pertenecientes al morfotipo 4, y por lo tanto que sean más abundantes en dichos horizontes.

Aunque más escasamente representado, sí es destacable, por su distribución en el perfil, el morfotipo 5, que disminuye su proporción con la profundidad siendo propio de los materiales sin influencia de la marga infrayacente (horizonte 3C) (Tabla III.5.2 y Figura III.5.46). Este morfotipo, caracterizado por granos de cuarzo idiomorfos, no se ha reconocido en el residuo insoluble analizado por lo que se piensa que es propio del suelo, pudiéndose haber originado por procesos de recristalización *in situ* de geles de sílice amorfa.

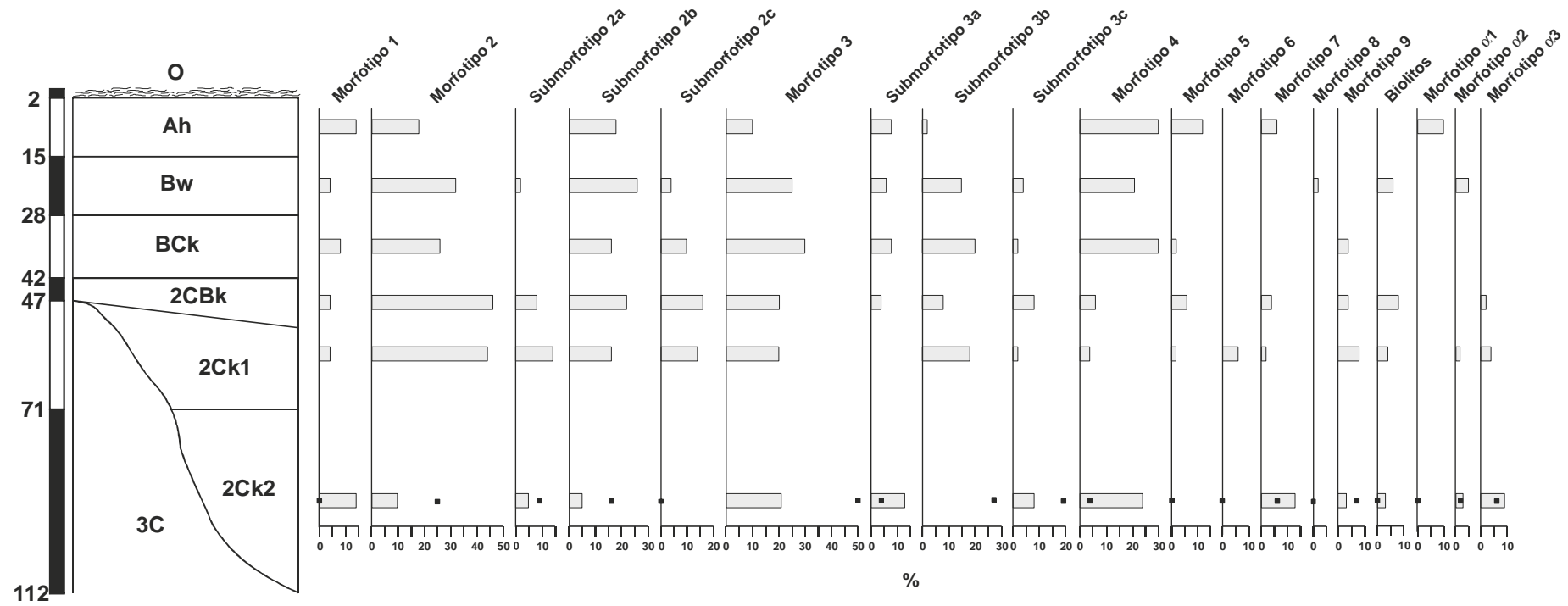
Por el contrario, el morfotipo 7 disminuye hasta desaparecer en los horizontes Bw y BCK, para luego aumentar su porcentaje en profundidad (Tabla III.5.2 y Figura III.5.46). En este caso, este morfotipo, constituido por granos de cuarzo formados por la recristalización por zonas de agregados de cristales, no aparece en el residuo insoluble por lo que puede proceder de la marga infrayacente (horizonte 3C).

El morfotipo 9, constituido por granos de cuarzo de origen eólico, muestra su mayor abundancia en los horizontes medios del perfil y aparece con muy bajas proporciones en el residuo insoluble analizado (Tabla III.5.2 y Figura III.5.46). Los procesos de coluvionamiento de materiales situados ladera arriba pueden ser los responsables de la presencia de este morfotipo en los horizontes intermedios del perfil.

Finalmente, el morfotipo  $\alpha 1$  es único del horizonte Ah mientras que el grupo de los Biolitos está relativamente representado a lo largo de la mayor parte del perfil (Tabla III.5.2 y Figura III.5.46).

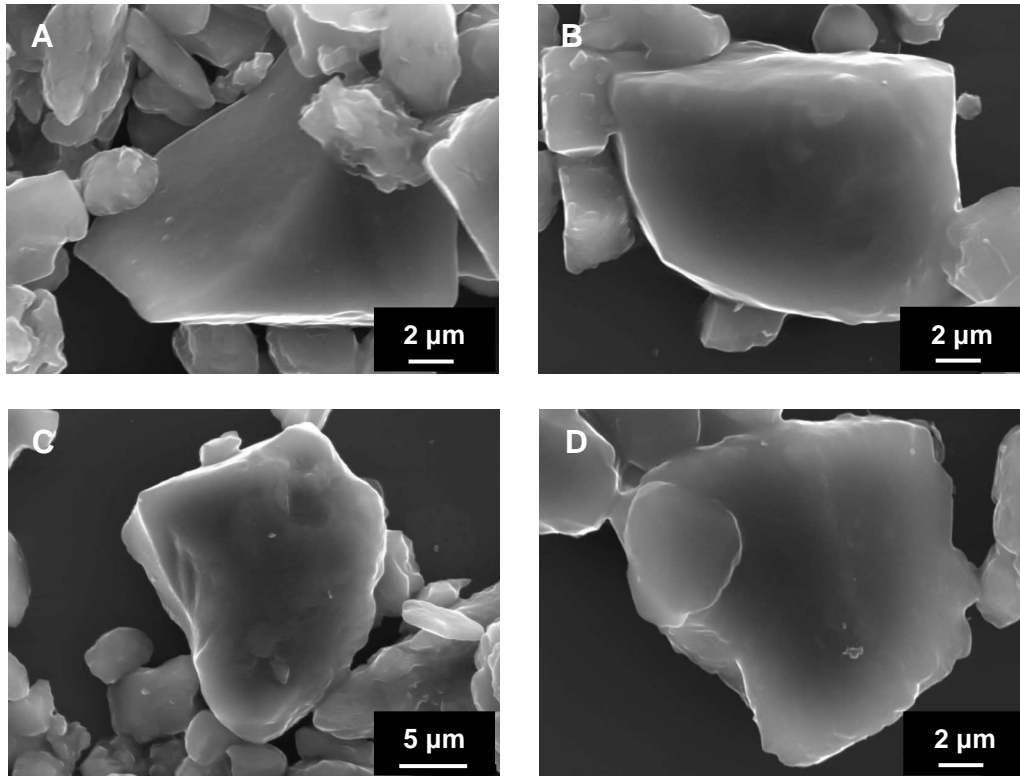
Al igual que para el análisis morfoscópico de los granos de cuarzo del residuo insoluble, se ha elegido la fracción limo ligero del horizonte BCK para estudiar la distribución de morfotipos y submorfotipos que lo caracterizan.

En este caso, el morfotipo 2, constituido por granos de cuarzo procedentes de la fragmentación de otros granos de mayor tamaño, es el dominante con un 82% de representación. Los submorfotipos 2a (40%) y 2b (36%) son los que mayor peso tienen dentro del morfotipo, y se caracterizan por bajos grados de alteración superficial. Le siguen en abundancia los morfotipos 1 (10%) y 3 (8%). El resto no están representados. (Tabla III.5.2 y Figura III.5.47).



**Figura III.5.46.-** Representación gráfica de las proporciones de morfotipos y submorfotipos en la arena fina ligera del perfil P1. ■ % en el horizonte 3C.

En Márquez, Martín-García y Delgado (2005) se presentaron resultados preliminares acerca de los morfotipos presentes en este suelo y sus proporciones, lo que ha constituido, en la presente Memoria, este apartado III.5.4.1.



**Figura III.5.47.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción limo ligero del horizonte BCh del perfil P1. **A y B:** submorfotipo 2a; **C y D:** submorfotipo 2b.

#### III.5.4.2.- *Ranker* de Sierra Nevada (perfil P2)

Las proporciones de morfotipos y submorfotipos de las muestras estudiadas en este perfil se muestran en la Tabla III.5.3.

Para el análisis de la abundancia de morfotipos y submorfotipos en el perfil P2 se ha tenido en cuenta, como material original, la fracción arena fina del polvo mineral contenido en la nieve de las cumbres de Sierra Nevada.

Como se indicó en la Parte II de esta Tesis Doctoral (Material y Métodos) el Polvo de nieve seleccionado procede de dos muestreos diferentes: uno realizado tras un evento de tormenta (muestras de Polvo de nieve 1a y 1b) y otro procedente de un ventisquero de las inmediaciones del Albergue de San Francisco (muestra de Polvo de nieve 2).

Las muestras de Polvo de nieve 1a y 1b se caracterizan por mostrar una distribución de morfotipos y submorfotipos muy similar entre sí.

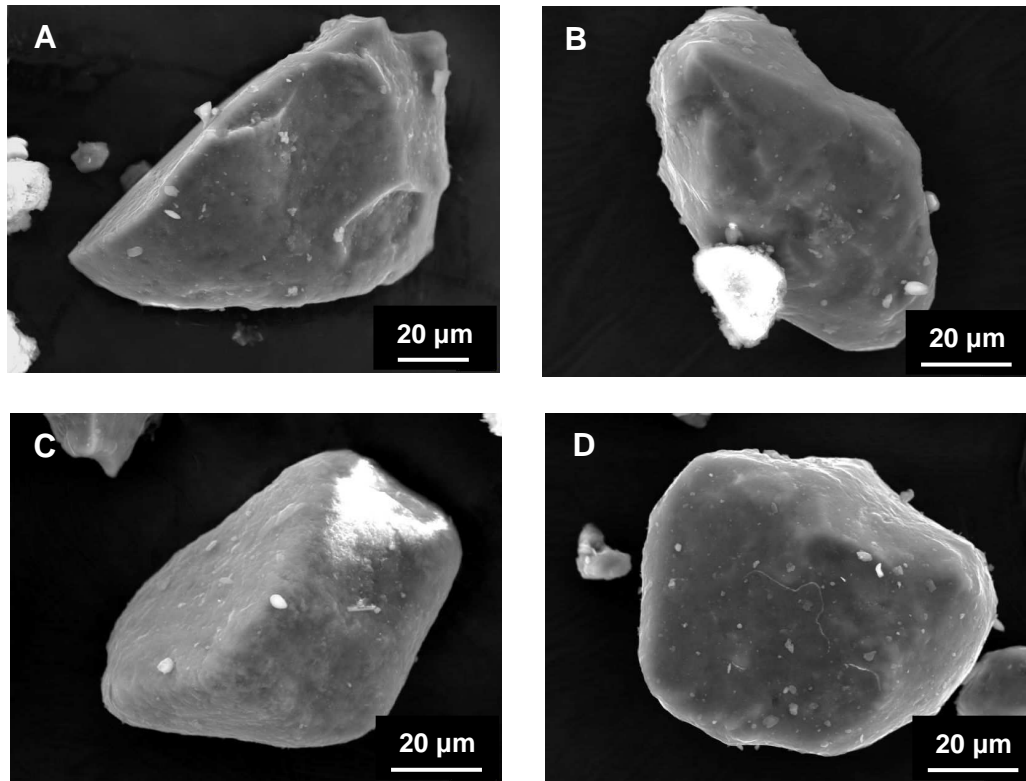
**Tabla III.5.3.-** Distribución de morfotipos y submorfotipos en el perfil P2.

Muestras	MORFOTIPOS Y SUBMORFOTIPOS																		
	1	2	2a	2b	2c	3	3a	3b	3c	4	5	6	7	8	9	Biolitos	α1	α2	α3
<b>Polvo de nieve</b>																			
1a	n	1	24	1	5	18	0	0	0	0	0	2	0	0	23	0	0	0	0
	%	2	48	2	10	36	0	0	0	0	0	4	0	0	46	0	0	0	0
1b	n	0	23	1	4	18	0	0	0	5	0	2	0	0	24	0	0	0	0
	%	0	43	2	7	33	0	0	0	9	0	4	0	0	44	0	0	0	0
2	n	2	18	14	3	1	0	0	0	12	0	19	2	0	1	0	0	0	1
	%	4	32	25	5	2	0	0	0	21	0	35	4	0	2	0	0	0	2
<b>Arena fina ligera</b>																			
Ah1	n	1	11	3	8	0	4	0	4	0	0	24	5	0	3	0	3	0	0
	%	2	22	6	16	0	8	0	8	0	0	46	10	0	6	0	6	0	0
Ah2	n	0	11	11	0	0	10	0	0	10	0	26	14	14	0	0	0	0	0
	%	0	15	15	0	0	13	0	0	13	0	35	18	19	0	0	0	0	0
Ah3	n	2	26	12	13	1	1	0	1	0	9	17	7	0	1	0	0	0	0
	%	3	41	19	20	2	2	0	2	0	14	27	11	0	2	0	0	0	0
AC	n	0	4	4	0	0	0	0	0	0	0	29	8	9	5	0	0	0	0
	%	0	7	7	0	0	0	0	0	0	0	53	15	16	9	0	0	0	0
C	n	2	15	14	1	0	3	3	0	0	0	34	6	8	0	0	0	0	0
	%	3	22	21	1	0	4	4	0	0	0	50	9	12	0	0	0	0	0
<b>TOTAL</b>	n	<b>5</b>	<b>67</b>	<b>44</b>	<b>22</b>	<b>1</b>	<b>18</b>	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>9</b>	<b>0</b>	<b>130</b>	<b>40</b>	<b>31</b>	<b>9</b>	<b>0</b>	<b>3</b>	<b>0</b>
	%	<b>2</b>	<b>21</b>	<b>14</b>	<b>7</b>	<b>&lt;1</b>	<b>6</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>0</b>	<b>41</b>	<b>13</b>	<b>10</b>	<b>3</b>	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>0</b>
<b>Limo ligero</b>																			
AC	n	6	41	23	16	2	0	0	0	5	0	1	0	0	1	0	0	0	0
	%	11	76	42	30	4	0	0	0	9	0	2	0	0	2	0	0	0	0

n: número de granos.



Los morfotipos dominantes para la muestra 1a son el 2 (48%), representado mayoritariamente por el submorfotipo 2c (36%), y el 9 (46%). Para la muestra 1b, los mismos morfotipos son los dominantes y además, con proporciones más similares entre sí (44% para el morfotipo 9 y 43% para el morfotipo 2). El morfotipo 2 también está principalmente representado por el submorfotipo 2c (33%) (Tabla III.5.3 y Figura III.5.48).



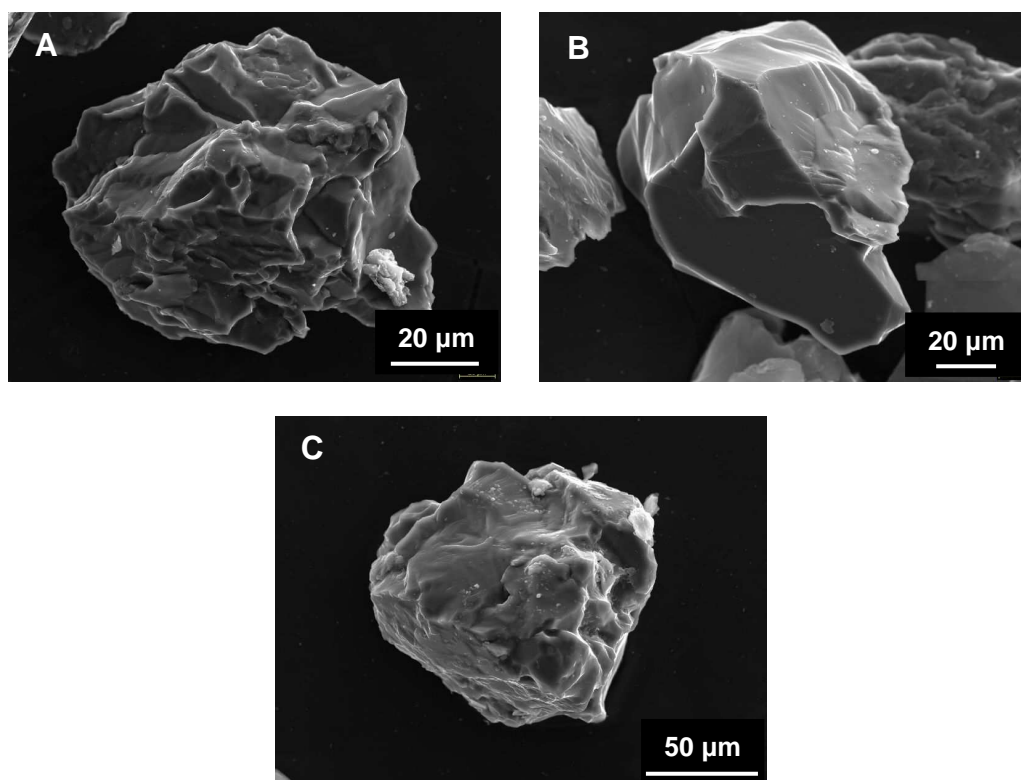
**Figura III.5.48.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina del Polvo de nieve de Sierra Nevada (muestras 1a y 1b). **A:** submorfotipo 2c, muestra 1a **B:** submorfotipo 2c, muestra 1b; **C:** morfotipo 9, muestra 1a; **D:** morfotipo 9, muestra 1b.

En ambas muestras los morfotipos y submorfotipos dominantes están constituidos por granos de cuarzo con un alto grado de alteración superficial. En el caso del submorfotipo 2c dicha alteración se refleja en la presencia de marcas de disolución en la superficie de los granos minerales. Por su parte, el morfotipo 9 muestra granos de cuarzo de origen eólico, con morfologías esferoidales y bordes muy redondeados debido a la erosión sufrida durante el transporte por el viento. Las superficies de estos granos presentan marcas mecánicas debido al choque entre partículas (Figura III.5.48).

La muestra de Polvo de nieve 2 está dominada por los morfotipos 6 (35%) y 2 (32%), estando este último representado, mayoritariamente, por el

submorfotipo 2a (25%). Son granos de cuarzo de origen metamórfico, en el primer caso, y fragmentos de granos mayores, en el segundo, ambos con bajo grado de alteración superficial (Tabla III.5.3 y Figura III.5.49).

Les sigue en abundancia el morfotipo 4 (21%), con granos de cuarzo policristalinos y cierta madurez sedimentológica. El resto aparecen con porcentajes cercanos al 5% (Tabla III.5.3 y Figura III.5.49).

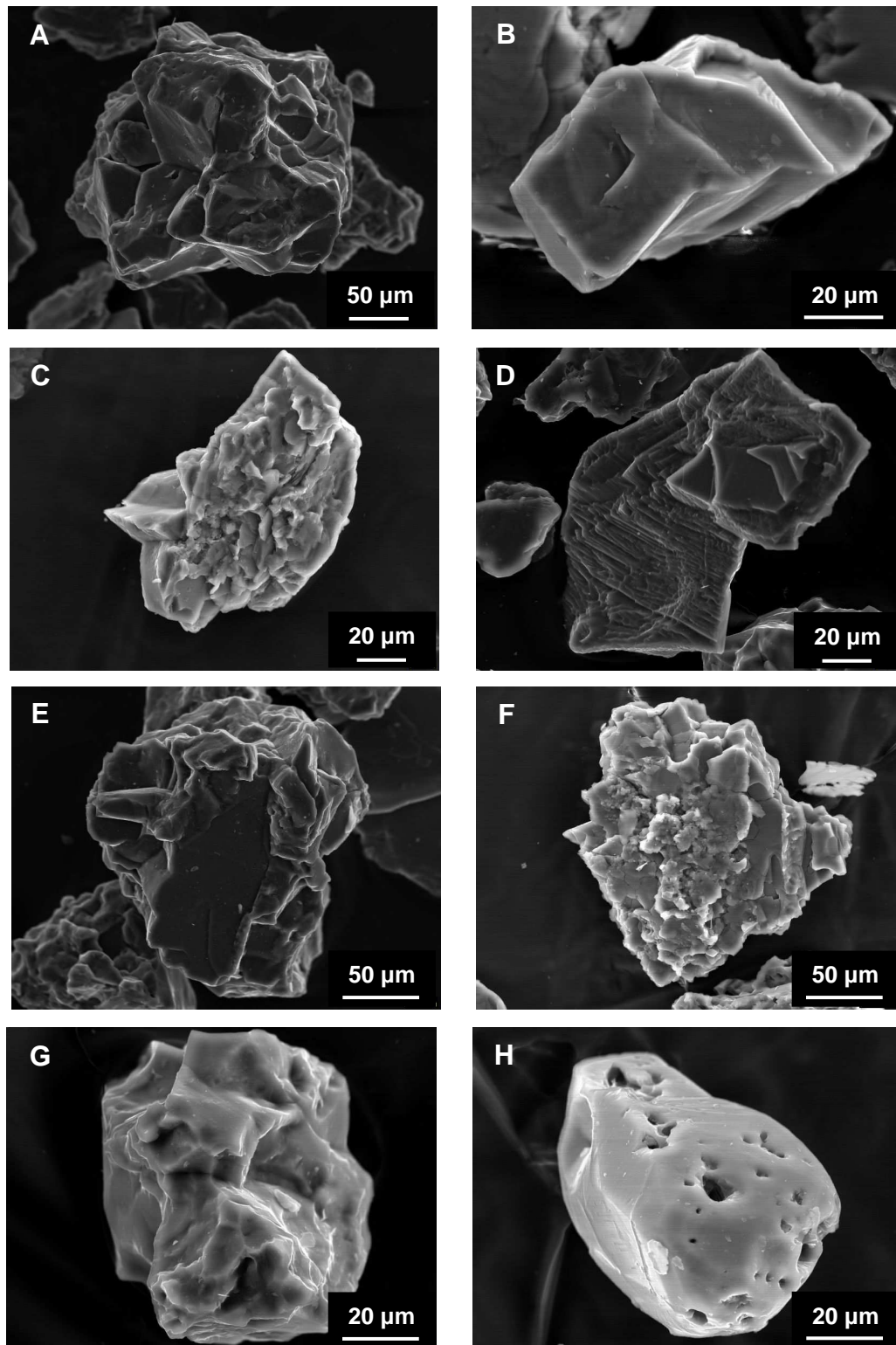


**Figura III.5.49.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina del Polvo de nieve 2 de Sierra Nevada. **A:** morfotipo 6; **B:** submorfotipo 2a; **C:** morfotipo 4.

Cabe destacar el bajo porcentaje de granos de cuarzo pertenecientes al morfotipo 9, para el que se ha inferido un origen eólico. Se deduce así, que el residuo sólido de esta muestra de nieve procede principalmente del movimiento superficial de partículas a escala local, procedentes de los materiales metamórficos de la propia Sierra Nevada, sin sufrir un transporte intenso que pudiera erosionar y moldear los granos minerales.

En el caso de la fracción arena fina ligera del perfil P2, el morfotipo dominante (en valor medio) es el 6 (41%), representado por granos policristalinos de origen metamórfico. El siguiente más abundante es el morfotipo 2 (21%), representado principalmente por el submorfotipo 2a (14%), el cual está

integrado por fragmentos de granos con pocos cristales y con un bajo grado de alteración (Tabla III.5.3 y Figuras III.5.50 y III.5.51).



**Figura III.5.50.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del perfil P2. **A:** morfotipo 6, horizonte Ah1; **B:** submorfotipo 2a, horizonte Ah3; **C:** morfotipo 7, horizonte Ah3; **D:** morfotipo 8, horizonte Ah2; **E:** submorfotipo 3c, horizonte Ah2; **F:** submorfotipo 3b, horizonte Ah3; **G:** morfotipo 4, horizonte Ah3; **H:** morfotipo 9, horizonte Ah3.

Los morfotipos 7 y 8 constituyen, respectivamente, el 13% y el 10% de los morfotipos de la arena fina ligera del perfil P2. El primero de ellos está representado por granos dishomogéneos con partes “framboidales” y partes bien cristalizadas, y el segundo lo constituyen granos de origen metamórfico con formas planas (Tabla III.5.3 y Figuras III.5.50 y III.5.51).

Con valores cercanos al 5% se encuentran los morfotipos 3 (6%), de granos “framboidales”, 4 (3%), con granos de cuarzo policristalinos con madurez sedimentológica, y 9 (3%), representado por granos eólicos. En el primer caso, son los submorfotipos 3c (3%) y 3b (2%), caracterizados principalmente por grados de recristalización relativamente elevados de sus zonas externas, los que aportan las mayores proporciones al morfotipo (Tabla III.5.3 y Figuras III.5.50 y III.5.51).

A nivel del perfil, la fracción arena fina ligera muestra al morfotipo 6 con máximos de abundancia en los horizontes inferiores. Sin embargo, hay que destacar el máximo reconocido en el horizonte Ah1, con un valor similar al que presenta en los horizontes más profundos (Tabla III.5.3 y Figura III.5.51).

Por su parte, el morfotipo 2 tiene proporciones relativamente constantes a lo largo de todo el perfil, determinadas principalmente por los valores del submorfotipo 2a. En este caso, se reconoce un máximo de abundancia en el horizonte Ah3, debida a la influencia del submorfotipo 2b. Estos picos de abundancia en horizontes superiores pueden deberse a la influencia del material mineral del Polvo de nieve, en el que los morfotipos 6 y 2 son dominantes (Tabla III.5.3 y Figura III.5.51).

Los morfotipos 7 y 8 mantienen sus porcentajes en profundidad, aunque con un ligero aumento en los horizontes Ah2 y AC (Tabla III.5.3 y Figura III.5.51). Esta distribución en profundidad permite inferir una procedencia desde la roca madre para los cuarzos que constituyen estos morfotipos. El aumento puntual en horizontes superiores se puede ser explicado por la renovación del material de suelo en superficie mediante aportes coluviales de materiales similares a los del horizonte C.

El morfotipo 3, mayoritario en la superficie del perfil está dominado por los submorfotipos con mayor grado de cristalización (3b y 3c) (Tabla III.5.3 y Figura III.5.51).

El morfotipo 4 es exclusivo del horizonte Ah3 y el morfotipo  $\alpha$ 1 sólo está presente en el horizonte Ah1 (Tabla III.5.3 y Figura III.5.51).

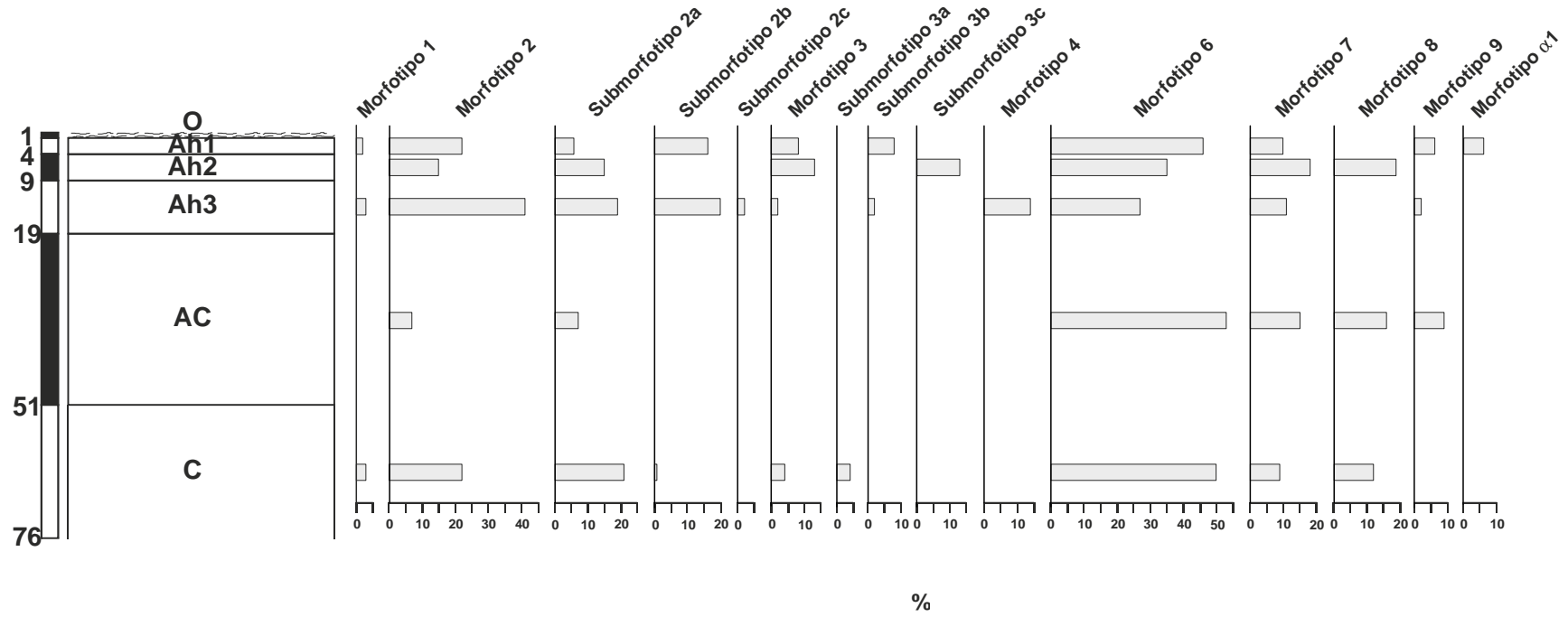
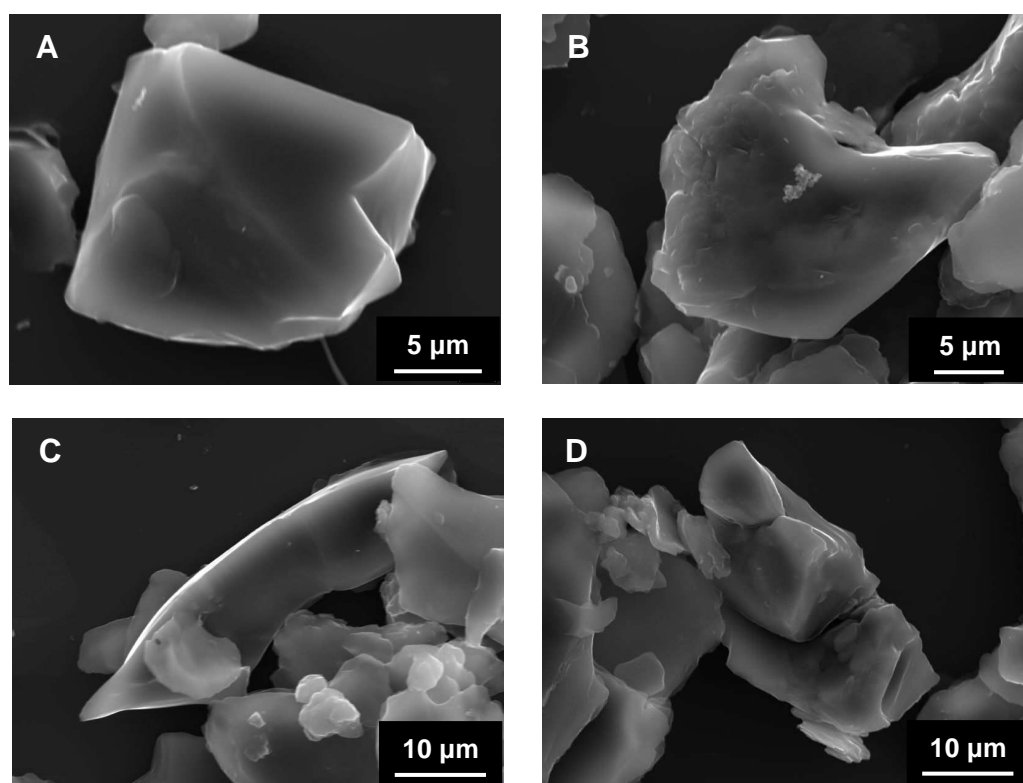


Figura III.5.51.- Representación gráfica de las proporciones de morfotipos y submorfotipos en la arena fina ligera del perfil P2.

Cabe destacar que el morfotipo 9, procediendo de un proceso de acumulación superficial por eolismo, alcanza máximos no sólo en el horizonte Ah1, sino también en un horizonte profundo como AC (Tabla III.5.3 y Figura III.5.51). Esta situación puede deberse a cierta mezcla de los horizontes del suelo o bien a que existen aportes de materiales que entierran periódica o lentamente la superficie. Ambos son el resultado de procesos (reptación y coluvionamiento) coherentes con la dinámica geomorfológica de la zona en la que se localiza el perfil (Delgado, 1980). Dichos procesos son típicos de la dinámica periglacial (hielo-deshielo) característica de la zona montañosa en la que se engloba el perfil, por lo que los granos de cuarzo del morfotipo 9 pueden ser heredados del sedimento periglacial original. Esta misma hipótesis puede explicar la presencia de granos de cuarzo del morfotipo 4 tanto en la arena fina ligera del horizonte Ah3 como en el limo ligero del horizonte AC. Dada la posición del perfil en el relieve y su material original metamórfico y de coluviones periglaciares, la única explicación para el trabajo sedimentológico característico de estos granos es que se haya producido en otros ambientes y aportado posteriormente al suelo por procesos como los ya explicados.

Se ha seleccionado el horizonte AC para analizar la morfoscopía de los granos de cuarzo de la fracción limo ligero (Figura III.5.52).



**Figura III.5.52.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción limo ligero del horizonte AC del perfil P2. **A:** submorfotipo 2a; **B:** submorfotipo 2b; **C:** morfotipo 1; **D:** morfotipo 4.

El morfotipo que domina en esta muestra es el 2 (76%), constituido por granos de cuarzo procedentes de la fragmentación de granos mayores. Los submorfotipos 2a (42%) y 2b (30%) son los grupos dominantes dentro de este morfotipo y se caracterizan por bajos grados de alteración superficial (Tabla III.5.3 y Figura III.5.52).

Con porcentajes similares entre sí se encuentran el morfotipo 1 (11%), con granos monocristalinos producto de la fragmentación de granos mayores, y el morfotipo 4 (9%), con granos policristalinos con madurez sedimentológica. El resto muestran porcentajes menores al 5% (Tabla III.5.3 y Figura III.5.52).

Resultados preliminares sobre los morfotipos y las proporciones de los mismos presentes en este perfil se presentaron en la *XXVI Reunión de la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo* (Márquez et al., 2007a).

#### **III.5.4.3.- Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas de Sierra Nevada (perfil SR2)**

Al igual que en el perfil P2, el material original seleccionado en este perfil para establecer la abundancia de morfotipos y submorfotipos de granos de cuarzo es el Polvo de nieve (Tabla III.5.3 y Figuras III.5.48 y III.5.49).

En la fracción arena fina ligera del perfil SR2 los morfotipos dominantes (en valor medio) son el 2 y el 4 (31% de abundancia) (Tabla III.5.4 y Figura III.5.53). El primero está principalmente representado por el submorfotipo 2b (19%), caracterizado por un grado medio de alteración superficial de los granos de cuarzo (Figura III.5.54A). El segundo, morfotipo 4, consta de granos policristalinos con relativa madurez sedimentológica (Figura III.5.54B).

Los siguientes morfotipos más abundantes son los morfotipos 6 (16%) y 3 (10%). El primero está representado por granos de cuarzo metamórficos (Figura III.5.54C) y el segundo por granos “framboidales” con distinto grado de recristalización de sus zonas más externas (Figura III.5.54D). Concretamente es el submorfotipo 3b (8%) el que mayor peso aporta a dicho grupo.

El resto de morfotipos aparecen con porcentajes iguales, o menores, al 5% (Tabla III.5.4 y Figura III.5.53).

A nivel del perfil, el morfotipo 2, dominado por el submorfotipo 2b, mantiene una abundancia relativamente constante en profundidad, con una tendencia al descenso. Se reconoce un máximo de su proporción en el horizonte superior y un mínimo en el horizonte más profundo (Tabla III.5.4 y Figura III.5.53).

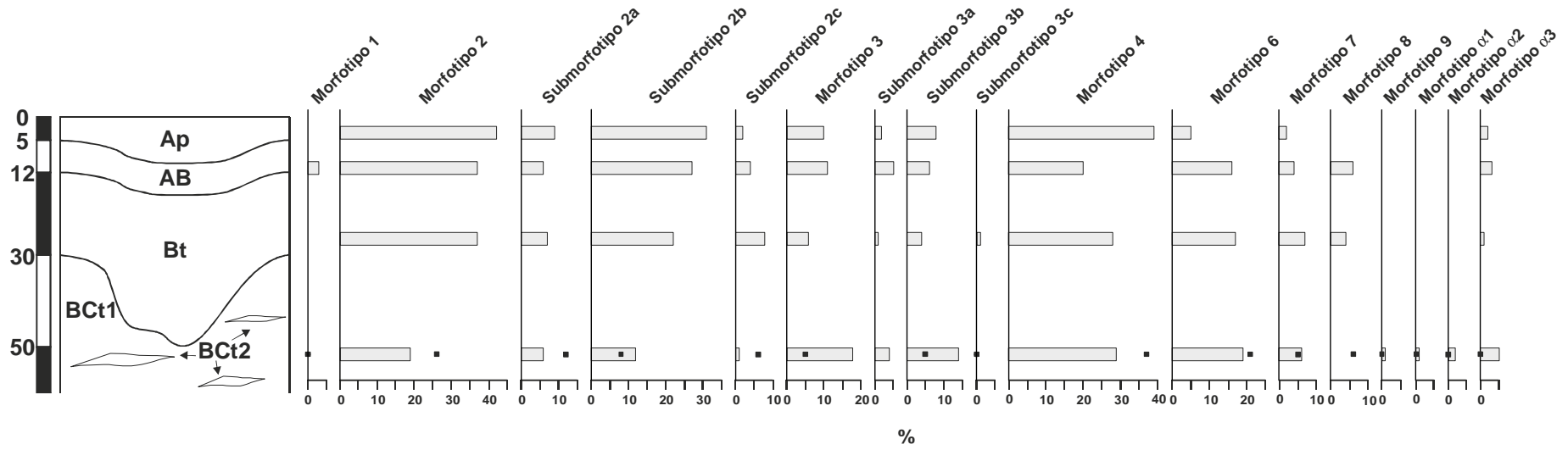
**Tabla III.5.4.-** Distribución de morfotipos y submorfotipos en el perfil SR2.

Muestras	MORFOTIPOS Y SUBMORFOTIPOS																			
	1	2	2a	2b	2c	3	3a	3b	3c	4	5	6	7	8	9	Biolitos	α1	α2	α3	
<b>Arena fina ligera</b>																				
Ap	n	0	27	6	20	1	6	1	5	0	25	0	3	1	0	0	0	0	0	1
	%	0	42	9	31	2	10	2	8	0	39	0	5	2	0	0	0	0	0	2
AB	n	2	30	5	22	3	9	4	5	0	16	0	13	3	5	0	0	0	0	2
	%	3	37	6	27	4	11	5	6	0	20	0	16	4	6	0	0	0	0	3
Bt	n	0	26	5	15	6	5	1	3	1	19	0	12	5	3	0	0	0	0	1
	%	0	37	7	22	8	6	1	4	1	28	0	17	7	4	0	0	0	0	1
BCt1	n	0	16	5	10	1	15	3	12	0	24	0	16	5	0	1	0	1	2	4
	%	0	19	6	12	1	18	4	14	0	29	0	19	6	0	1	0	1	2	5
BCt2	n	0	22	10	7	5	4	0	4	0	32	0	18	4	5	0	0	0	0	0
	%	0	26	12	8	6	5	0	5	0	37	0	21	5	6	0	0	0	0	0
<b>TOTAL</b>	n	2	121	31	74	16	39	9	29	1	116	0	62	18	13	1	0	1	2	8
	%	1	31	8	19	4	10	2	8	<1	31	0	16	5	3	<1	0	<1	1	2
<b>Limo ligero</b>																				
Bt	n	1	53	22	22	9	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	%	2	96	40	40	16	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0

n: número de granos.

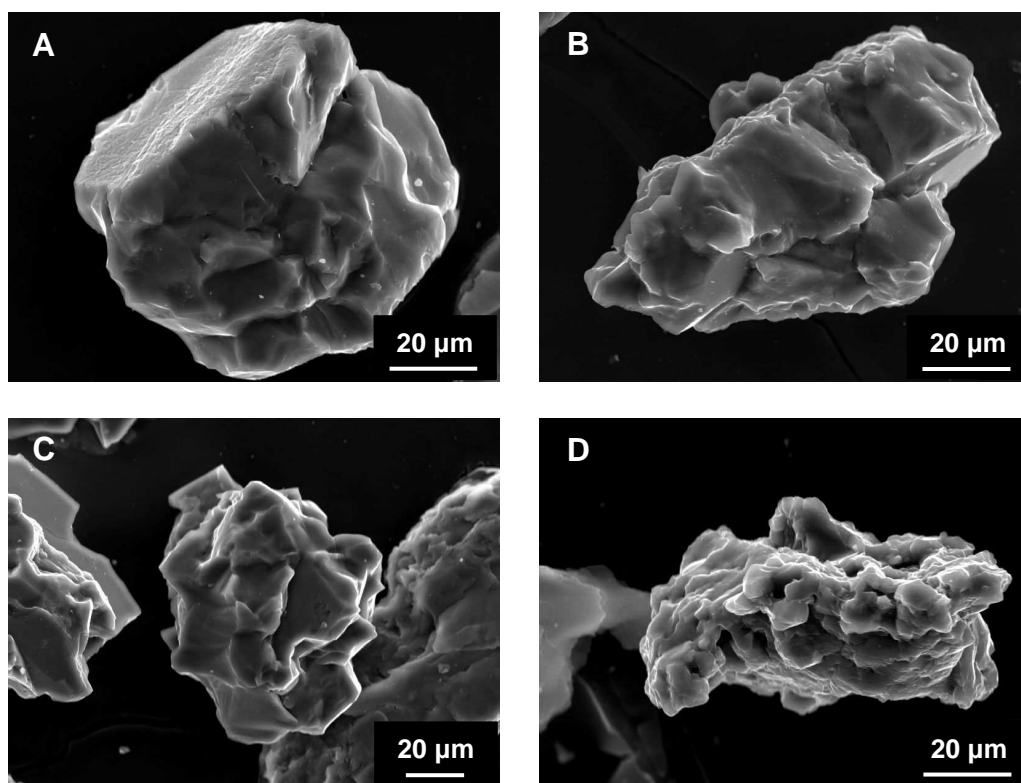
<1: porcentajes que no alcanzan el 1%; no se computan en la suma a 100.





**Figura III.5.53.-** Representación gráfica de las proporciones de morfotipos y submorfotipos en la fracción arena fina ligera del perfil SR2.  
 ■ % en el horizonte BCt2.

Por su parte, el morfotipo 4 también permanece relativamente constante a lo largo del perfil, con valores parecidos a los del morfotipo 2. Igualmente se reconoce un máximo en el horizonte más superficial (Tabla III.5.4 y Figura III.5.53).



**Figura III.5.54.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del perfil SR2. **A:** submorfotipo 2b, horizonte AB; **B:** morfotipo 4, horizonte Ap; **C:** morfotipo 6, horizonte AB; **D:** submorfotipo 3b, horizonte AB.

El horizonte Ap está sometido a procesos de reptación, erosión y congelación-descongelación, que pueden favorecer la presencia de los morfotipos anteriormente citados.

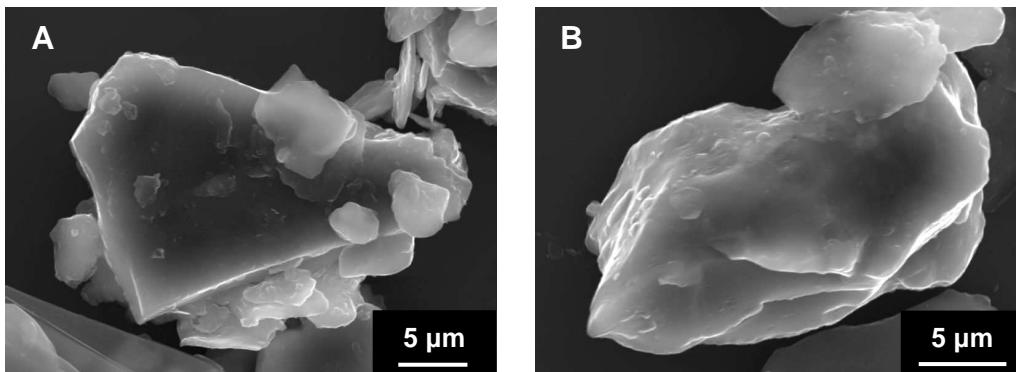
Por una parte, los procesos de crioclastia beneficiarán la fragmentación del material y por lo tanto el aumento de granos de cuarzo frescos o con baja alteración superficial (submorfotipo 2b).

La reptación y erosión pueden ayudar a la madurez sedimentológica característica de los granos de cuarzo del morfotipo 4. En los horizontes inferiores (AB y Bt), sometidos a procesos de iluviación, puede también estar favorecida la meteorización superficial de los granos minerales, y aumentar las señales de alteración (similar a la sedimentológica) característica de los granos de cuarzo del morfotipo 4. Se justificaría así el aumento de la abundancia del morfotipo 4 y el descenso de la del submorfotipo 2b en dichos horizontes. En

este sentido, cabe destacar el máximo del submorfotipo 2c (con mayor grado de alteración superficial) reconocido en el horizonte Bt (Tabla III.5.4 y Figura III.5.53).

El morfotipo 6 experimenta un aumento en el horizonte AB, para posteriormente mantenerse con valores constantes en profundidad. El morfotipo 3, dominado por el submorfotipo 3b, mantiene sus valores constantes en profundidad, con un máximo en el horizonte BCt1 (Tabla III.5.4 y Figura III.5.53).

Se ha seleccionado el horizonte Bt, para analizar la distribución de morfotipos y submorfotipos de la fracción limo ligero, por ser, como se ha visto, un horizonte reactivo. En este caso, el morfotipo mayoritario es el 2 (96%), con los submorfotipos 2a y 2b como los principales representantes, ambos con un 40% de abundancia (Tabla III.5.4). Se trata de granos monocristalinos o policristalinos de pocos cristales, procedentes de la fragmentación de granos mayores y sin rasgos importantes de alteración (Figura III.5.55). El resto de morfotipos aparecen con proporciones inferiores al 5% (Tabla III.5.4).



**Figura III.5.55.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción limo ligero del horizonte Bt del perfil SR2. **A:** submorfotipo 2a; **B:** submorfotipo 2b.

#### **III.5.4.4.- Suelo Rojo sobre conglomerados del Llano de la Perdiz (perfil P3)**

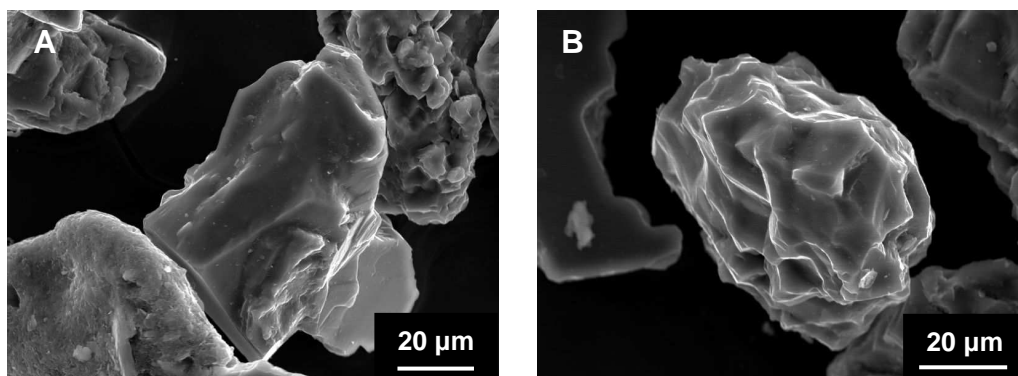
Las proporciones de morfotipos y submorfotipos de las muestras estudiadas en este perfil se muestran en la Tabla III.5.5.

En este perfil se ha elegido como material original para realizar este estudio la fracción arena fina ligera del sedimento de la Formación Alhambra.

Los morfotipos 2 (35%) y 4 (33%) son los dominantes en este sedimento. El primero lo forman granos de cuarzo producto de la fragmentación de granos mayores y está principalmente representado por el submorfotipo 2b (20%), caracterizado por un grado de alteración superficial medio. Por su parte, el

morfotipo 4 lo forman granos de cuarzo policristalinos con cierta madurez sedimentológica (Tabla III.5.5 y Figura III.5.56).

Los siguientes más abundantes son los morfotipos 3 y 7, ambos con un 10%, y el morfotipo 8 (7%). El resto aparecen con valores inferiores al 5% (Tabla III.5.5).



**Figura III.5.56.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del sedimento original del perfil P3. **A:** submorfotipo 2b; y **B:** morfotipo 4.

En la fracción arena fina ligera del perfil, el morfotipo que domina (en valor medio) es el 2 (36%), representado principalmente por los submorfotipos 2b (19%) y 2c (11%). Se trata de fragmentos de granos mayores, con un relativo grado de alteración superficial. Los siguientes más abundantes son los morfotipos 6 (22%), con granos de cuarzo de origen metamórfico, y 4 (18%), con granos de cuarzo con cierta madurez sedimentológica. En menor proporción aparecen los morfotipos 7 (13%), con granos de cuarzo con dishomogeneidad en relación a su cristalización, y 3 (9%), con granos de cuarzo de crecimientos “ramboidales” y representado por los submorfotipos 3a y 3b (Tabla III.5.5 y Figuras III.5.57 y III.5.58).

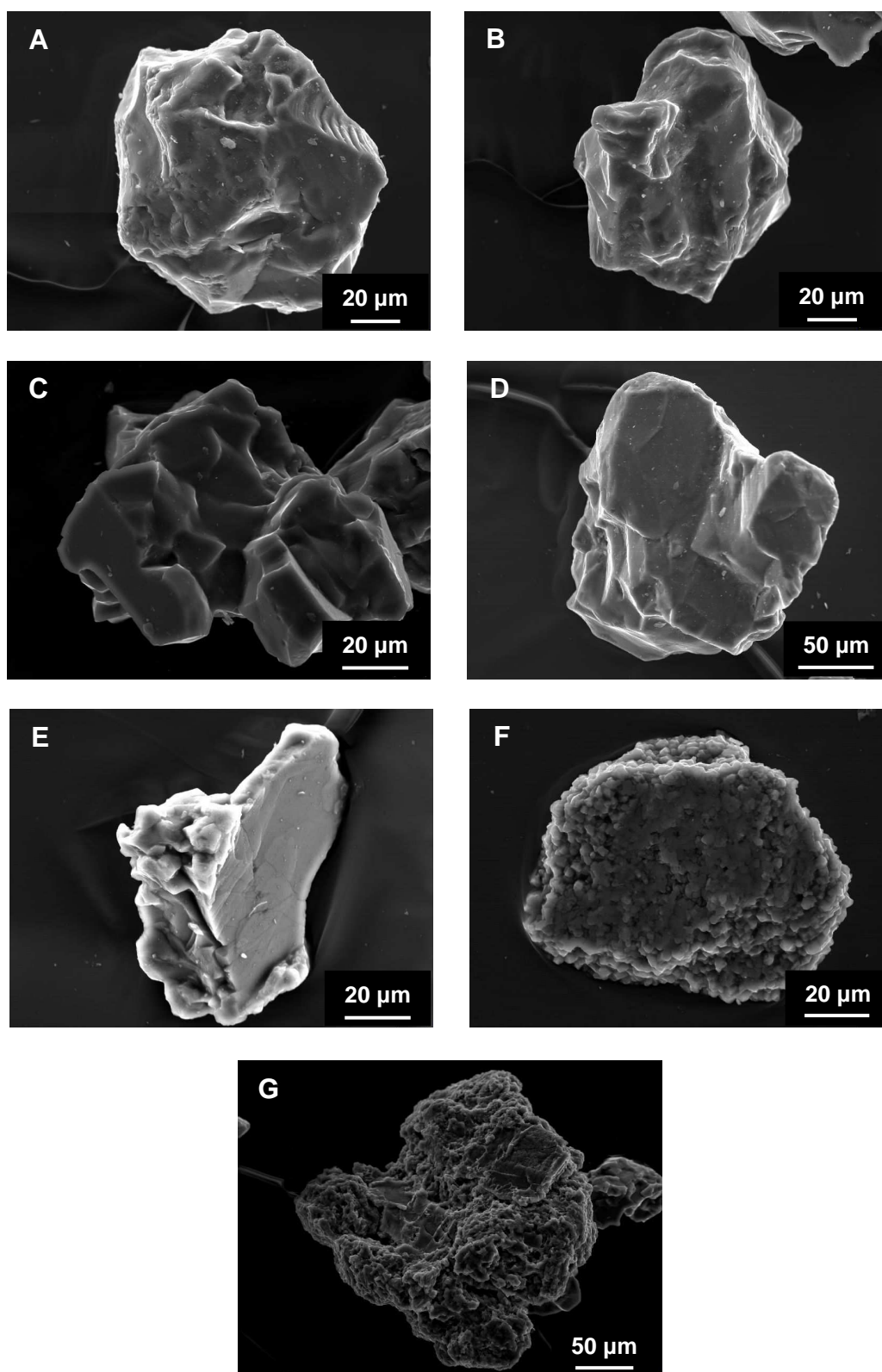
La distribución de los morfotipos y submorfotipos de los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera a lo largo del perfil P3, muestra al morfotipo 2 con una proporción relativamente constante en todos los horizontes y con un porcentaje similar al reconocido en el sedimento original (Tabla III.5.5 y Figura III.5.58). De esta forma, estos granos de cuarzo serán en parte heredados desde el sedimento. Si se analiza la distribución de los submorfotipos que lo componen independientemente, resulta interesante constatar que los procesos de alteración generadores del submorfotipo 2c son evidentes en los horizontes A y Bt, y máximos en el horizonte BCtg, donde incluso llegan a hacer disminuir las proporciones del submorfotipo 2b y desaparecer las del 2a.

Tabla III.5.5.- Distribución de morfotipos y submorfotipos en el perfil P3.

Muestras	MORFOTIPOS Y SUBMORFOTIPOS																Biolitos	α1	α2	α3
	1	2	2a	2b	2c	3	3a	3b	3c	4	5	6	7	8	9					
<b>Material original</b>																				
<b>Sedimento</b>	<b>n</b>	1	32	10	18	4	9	3	6	0	30	1	2	9	6	0	0	1	0	0
	<b>%</b>	1	35	11	20	4	10	3	7	0	33	1	2	10	7	0	0	1	0	0
<b>Arena fina ligera</b>																				
A	<b>n</b>	3	18	3	8	7	2	2	0	0	0	0	13	19	0	0	0	0	0	0
	<b>%</b>	5	33	5	15	13	4	4	0	0	0	0	23	35	0	0	0	0	0	0
AB	<b>n</b>	0	17	5	12	0	4	1	3	0	14	0	18	8	0	0	0	0	0	0
	<b>%</b>	0	28	8	20	0	7	2	5	0	22	0	30	13	0	0	0	0	0	0
Bt	<b>n</b>	0	41	7	22	12	9	6	3	0	8	0	44	8	0	1	0	0	0	0
	<b>%</b>	0	37	6	20	11	8	5	3	0	7	0	40	7	0	1	0	0	0	0
Btg	<b>n</b>	0	38	10	26	2	4	1	3	0	29	0	11	8	3	0	0	0	0	0
	<b>%</b>	0	41	11	28	2	4	1	3	0	31	0	12	9	3	0	0	0	0	0
BCtg	<b>n</b>	2	27	0	6	21	16	5	11	0	22	0	2	9	0	0	0	0	0	0
	<b>%</b>	3	35	0	7	27	20	6	14	0	28	0	3	12	0	0	0	0	0	0
<b>TOTAL</b>	<b>n</b>	<b>5</b>	<b>141</b>	<b>25</b>	<b>74</b>	<b>42</b>	<b>35</b>	<b>15</b>	<b>20</b>	<b>0</b>	<b>73</b>	<b>0</b>	<b>88</b>	<b>52</b>	<b>3</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
	<b>%</b>	<b>1</b>	<b>36</b>	<b>6</b>	<b>19</b>	<b>11</b>	<b>9</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>0</b>	<b>18</b>	<b>0</b>	<b>22</b>	<b>13</b>	<b>1</b>	<b>&lt;1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Limo ligero</b>																				
BCtg	<b>n</b>	3	52	24	24	4	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
	<b>%</b>	5	91	42	42	7	2	2	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0

n: número de granos.

&lt;1: porcentajes que no alcanzan el 1%; no se computan en la suma a 100.



**Figura III.5.57.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del perfil P3. **A:** submorfotipo 2b, horizonte Btg; **B:** submorfotipo 2c, horizonte Btg; **C:** morfotipo 6, horizonte A; **D:** morfotipo 4, horizonte Btg; **E:** morfotipo 7, horizonte Btg; **F:** submorfotipo 3a, horizonte AB y **G:** submorfotipo 3b, horizonte A.

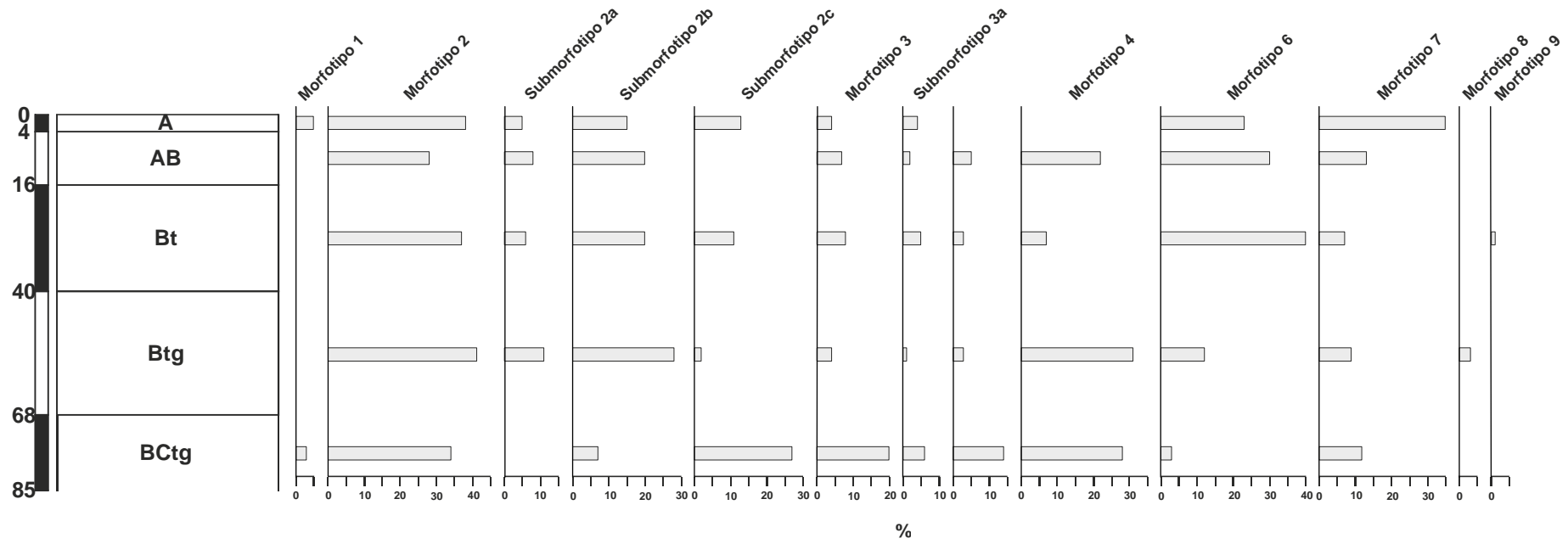


Figura III.5.58.- Representación gráfica de las proporciones de morfotipos y submorfotipos en la fracción arena fina ligera del perfil P3.

El morfotipo 4, caracterizado por la relativa alteración superficial de sus granos de cuarzo inducida por su madurez sedimentológica, es mayoritario en los horizontes más profundos del perfil, aunque también muestra un máximo relativo en el horizonte AB (Tabla III.5.5 y Figura III.5.58). Este morfotipo es uno de los mayoritarios en la arena fina ligera del sedimento original y se supone que ha sido heredado al suelo.

El morfotipo 6 está principalmente representado en los horizontes superiores del perfil (Tabla III.5.5 y Figura III.5.58). Su bajo porcentaje en la arena fina ligera del sedimento original plantea la posibilidad de que su presencia en el suelo se deba a la liberación de los granos de cuarzo desde las gravas durante la alteración de las mismas.

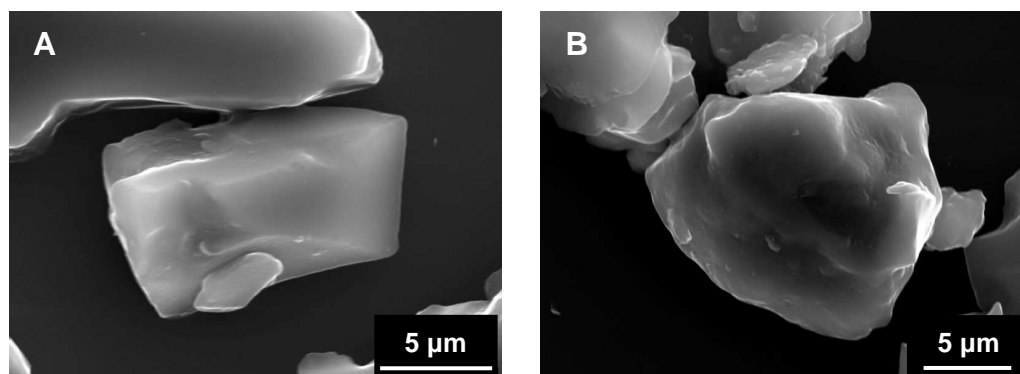
El morfotipo 7 es mayoritario en el horizonte A, disminuye bruscamente en los horizontes infrayacentes y posteriormente mantiene su proporción relativamente constante en profundidad (Tabla III.5.5 y Figura III.5.58). Estos granos de cuarzo proceden de la matriz del sedimento sobre el que se ha desarrollado el perfil, donde aparece con porcentajes similares a los de la arena fina ligera de la mayor parte de sus horizontes, o de la liberación desde fragmentos gruesos durante la alteración de los mismos. El máximo reconocido en el horizonte A puede deberse a un mayor aporte desde gravas coluvionadas en superficie.

Finalmente, el morfotipo 3 experimenta un paulatino aumento hacia los horizontes inferiores, siendo máxima su proporción en el horizonte más profundo (Tabla III.5.5 y Figura III.5.58). Igual que para el resto de los morfotipos, éste procede en parte de la arena fina ligera del sedimento original, donde aparece con un 10% de abundancia. Sin embargo, el máximo reconocido en la arena fina ligera de BCtg hace pensar que estos cuarzos puedan generarse en el propio suelo, dada la actividad edafoquímica característica de este horizonte que puede favorecer los procesos de disolución y precipitación.

Para el estudio morfoscópico del cuarzo en la fracción limo ligero se ha elegido el horizonte BCtg, por ser uno de los más reactivos del perfil P3 (Figura III.5.59).

En este horizonte, el limo ligero está dominado por el morfotipo 2 (91%), del que los submorfotipos 2a y 2b son mayoritarios, ambos con un 42% de abundancia. El resto aparecen con proporciones inferiores al 5% (Tabla III.5.5 y Figura III.5.59).





**Figura III.5.59.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción limo ligero del horizonte BCtg del perfil P3. **A:** submorfofoto 2a; **B:** submorfofoto 2b.

Resultados preliminares sobre los morfotipos y las proporciones de los mismos presentes en este perfil se presentaron en el *II Congreso Ibérico de la Ciencia del Suelo* (Márquez *et al.*, 2006).

#### **III.5.4.5.- Fluvisol de la Vega de Granada (perfil P4)**

En la Tabla III.5.6 se muestran los porcentajes de morfotipos y submorfofotos reconocidos en las muestras estudiadas en este perfil.

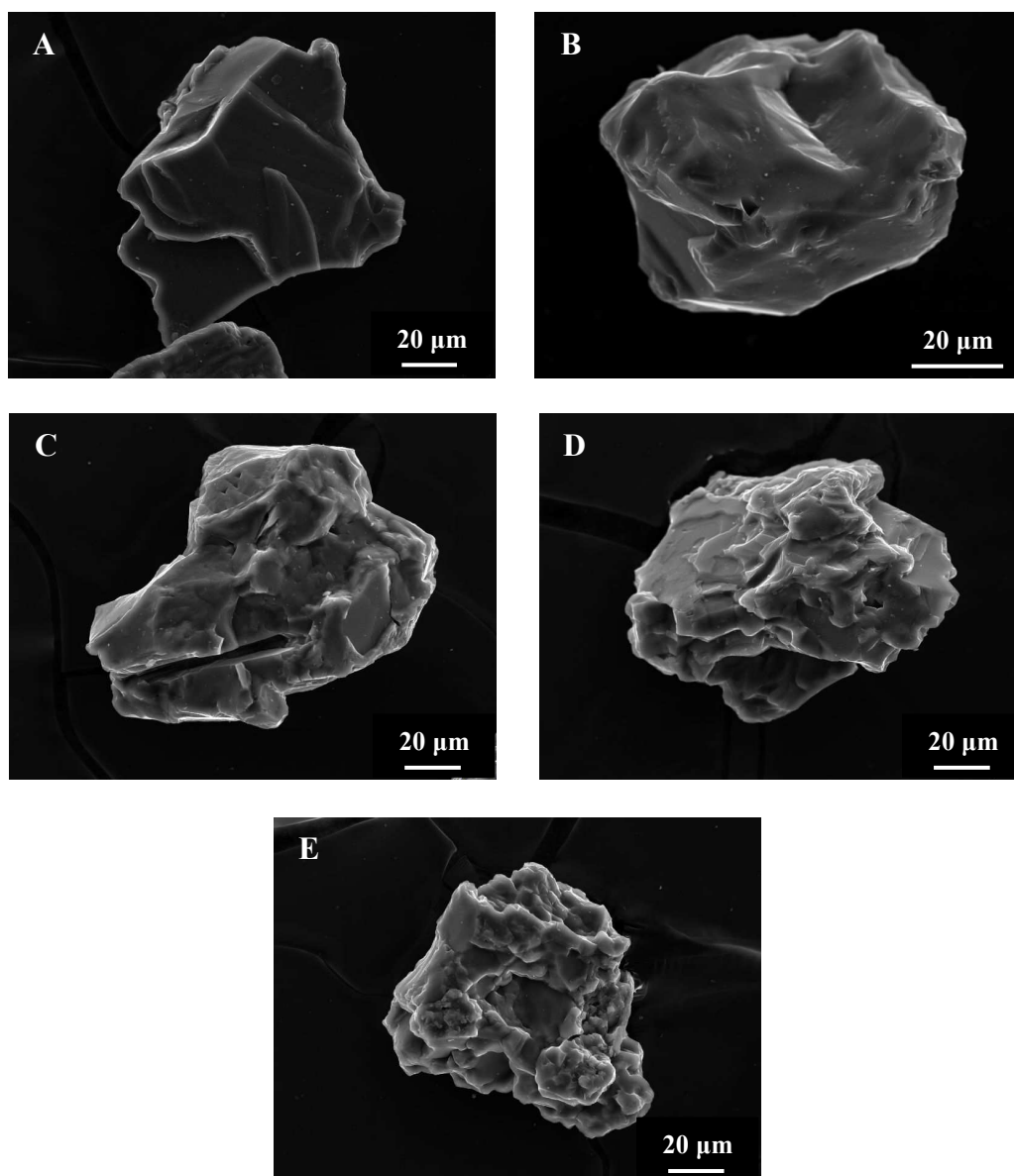
El material original sobre el que se ha desarrollado el perfil P4 consiste en un sedimento fluvial del cauce del río Genil. El estudio morfoscópico del mineral cuarzo se ha realizado sobre los granos minerales que presenta la arena fina ligera del mismo.

El morfotipo 2 de granos de cuarzo es el dominante en esta fracción granulométrica, presentándose con un 37%. Éste, a su vez, está dominado por los submorfofotos 2a (17%) y 2b (13%), caracterizados por grados de alteración superficial bajo y medio, respectivamente (Tabla III.5.6 y Figura III.5.60).

El siguiente en abundancia es el morfotipo 4 (27%), con granos de cuarzo policristalinos, sedimentológicamente maduros (Tabla III.5.6 y Figura III.5.60).

El morfotipo 6 (17%), con granos de cuarzo de origen metamórfico, y el submorfofoto 3b (11%), constituido por granos “framboidales” con un grado medio de recristalización de sus zonas más externas, son los siguientes grupos más abundantes. El resto muestran valores inferiores al 5% (Tabla III.5.6 y Figura III.5.60).

La composición porcentual de esta muestra no es discordante con su origen geológico, pues los cuarzos del morfotipo 2 son de origen ubícuo y los de los morfotipos 4 y 6 de origen metamórfico. La madurez sedimentológica del morfotipo 4 está inducida por el transporte fluvial de este material original.



**Figura III.5.60.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del sedimento original del perfil P4. **A:** submorfotipo 2a; **B:** submorfotipo 2b; **C:** morfotipo 4; **D:** morfotipo 6; **E:** submorfotipo 3b.

En la fracción arena fina ligera del perfil el morfotipo más representado, en valores medios, es el 6 (41%). Este morfotipo lo constituyen granos policristalinos de origen frecuentemente metamórfico (Tabla III.5.6 y Figuras III.5.61 y III.5.62).

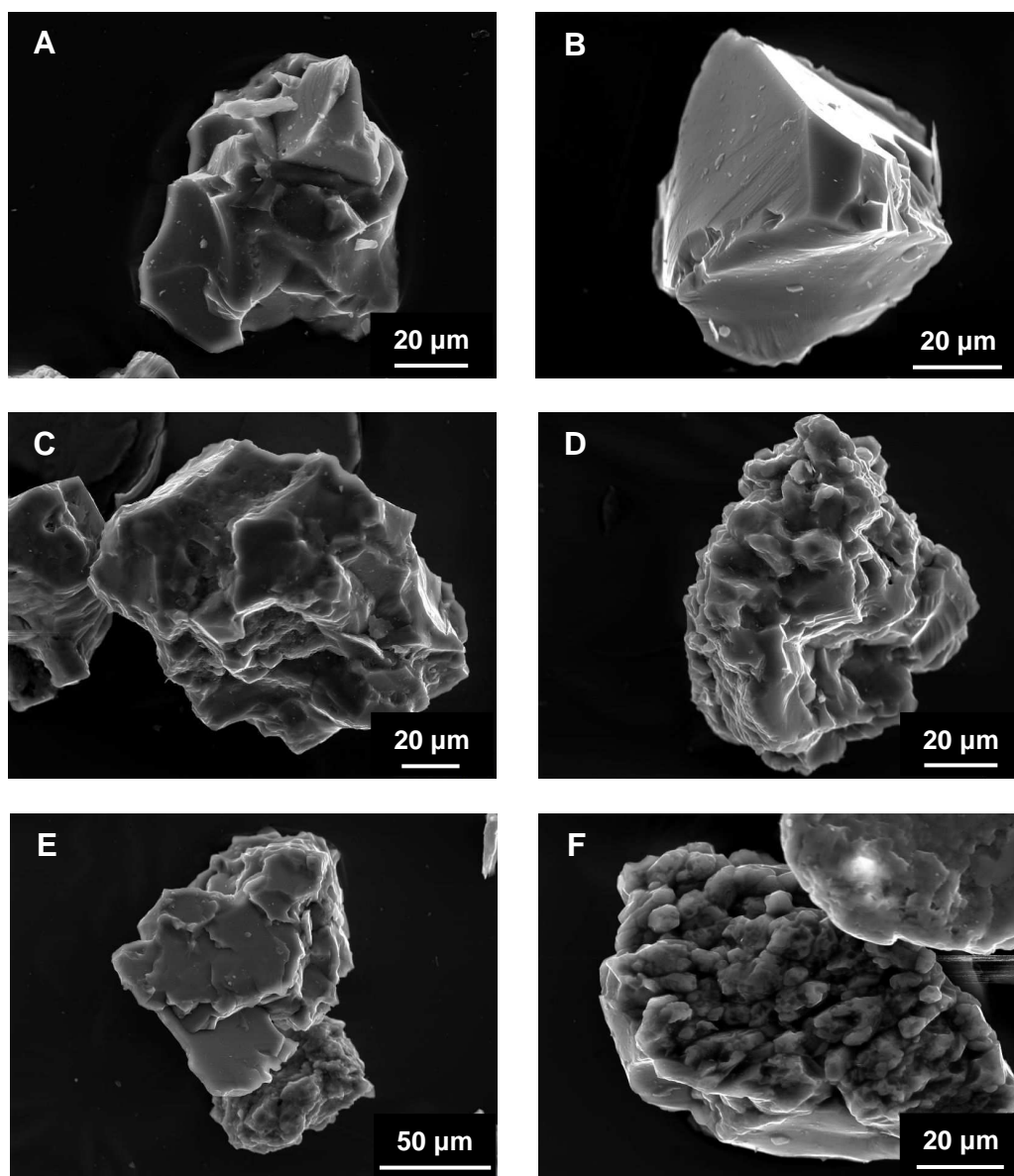
Tabla III.5.6.- Distribución de morfotipos y submorfotipos en el perfil P4.

Muestras	MORFOTIPOS Y SUBMORFOTIPOS																			
	1	2	2a	2b	2c	3	3a	3b	3c	4	5	6	7	8	9	Biolitos	$\alpha 1$	$\alpha 2$	$\alpha 3$	
<b>Material original</b>																				
<b>Sedimento</b>	<b>n</b>	1	30	13	11	6	9	0	9	0	22	0	14	2	3	1	0	0	0	0
	<b>%</b>	1	37	17	13	7	11	0	11	0	27	0	17	2	4	1	0	0	0	0
<b>Arena fina ligera</b>																				
Ap	<b>n</b>	0	30	19	11	0	2	0	2	0	11	0	25	11	0	1	1	0	0	0
	<b>%</b>	0	37	23	14	0	2	0	2	0	14	0	31	14	0	1	1	0	0	0
C	<b>n</b>	3	19	10	7	2	6	1	5	0	6	0	11	3	2	0	0	0	0	0
	<b>%</b>	6	38	20	14	4	12	2	10	0	12	0	22	6	4	0	0	0	0	0
2Cg	<b>n</b>	0	0	0	0	0	7	1	2	4	9	0	53	0	8	0	0	0	0	0
	<b>%</b>	0	0	0	0	0	9	1	3	5	12	0	69	0	10	0	0	0	0	0
3C1	<b>n</b>	0	19	9	6	4	7	2	5	0	10	0	10	6	6	0	0	0	0	0
	<b>%</b>	0	33	16	10	7	12	3	9	0	17	0	18	10	10	0	0	0	0	0
4C2	<b>n</b>	0	11	10	1	0	4	1	0	3	0	1	28	0	7	0	1	0	0	0
	<b>%</b>	0	21	19	2	0	8	2	0	6	0	2	54	0	13	0	2	0	0	0
<b>TOTAL</b>	<b>n</b>	<b>3</b>	<b>79</b>	<b>48</b>	<b>25</b>	<b>6</b>	<b>26</b>	<b>5</b>	<b>14</b>	<b>7</b>	<b>36</b>	<b>1</b>	<b>127</b>	<b>20</b>	<b>23</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
	<b>%</b>	<b>1</b>	<b>25</b>	<b>15</b>	<b>8</b>	<b>2</b>	<b>8</b>	<b>2</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>11</b>	<b>&lt;1</b>	<b>41</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>&lt;1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
<b>Limo ligero</b>																				
Ap	<b>n</b>	1	42	22	18	2	0	0	0	0	6	1	0	1	0	0	0	0	0	0
	<b>%</b>	2	82	43	35	4	0	0	0	0	12	2	0	2	0	0	0	0	0	0

n: número de granos.

&lt;1: porcentajes que no alcanzan el 1%; no se computan en la suma a 100.

El siguiente en abundancia es el morfotipo 2, que representa el 25% de los morfotipos y muestra el mayor peso de su proporción en el submorfotipo 2a (15%), caracterizado por el menor grado de alteración de los granos de cuarzo que lo componen (Tabla III.5.6 y Figuras III.5.61 y III.5.62).



**Figura III.5.61.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del perfil P4. **A:** morfotipo 6, horizonte Ap; **B:** submorfotipo 2a, horizonte 3C; **C:** morfotipo 4, horizonte C; **D:** submorfotipo 3b, horizonte C; **E:** morfotipo 8, horizonte C; **F:** morfotipo 7, horizonte 3C.

Por su parte, el morfotipo 4 aparece en un 11% y, al contrario que el submorfotipo 2a, éste se caracteriza por granos de cuarzo con cierta madurez sedimentológica (Tabla III.5.6 y Figuras III.5.61 y III.5.62).

Con valores menores se encuentra el morfotipo 3 (8%), representado principalmente por el submorfotipo 3b (4%), el cual muestra granos de cuarzo “framboidales” con un grado medio de recristalización. Le siguen el morfotipo 8 (7%), con granos de origen metamórfico y formas planas, y el morfotipo 7 (6%), con granos dishomogéneos en relación a su grado de cristalización (Tabla III.5.6 y Figuras III.5.61 y III.5.62).

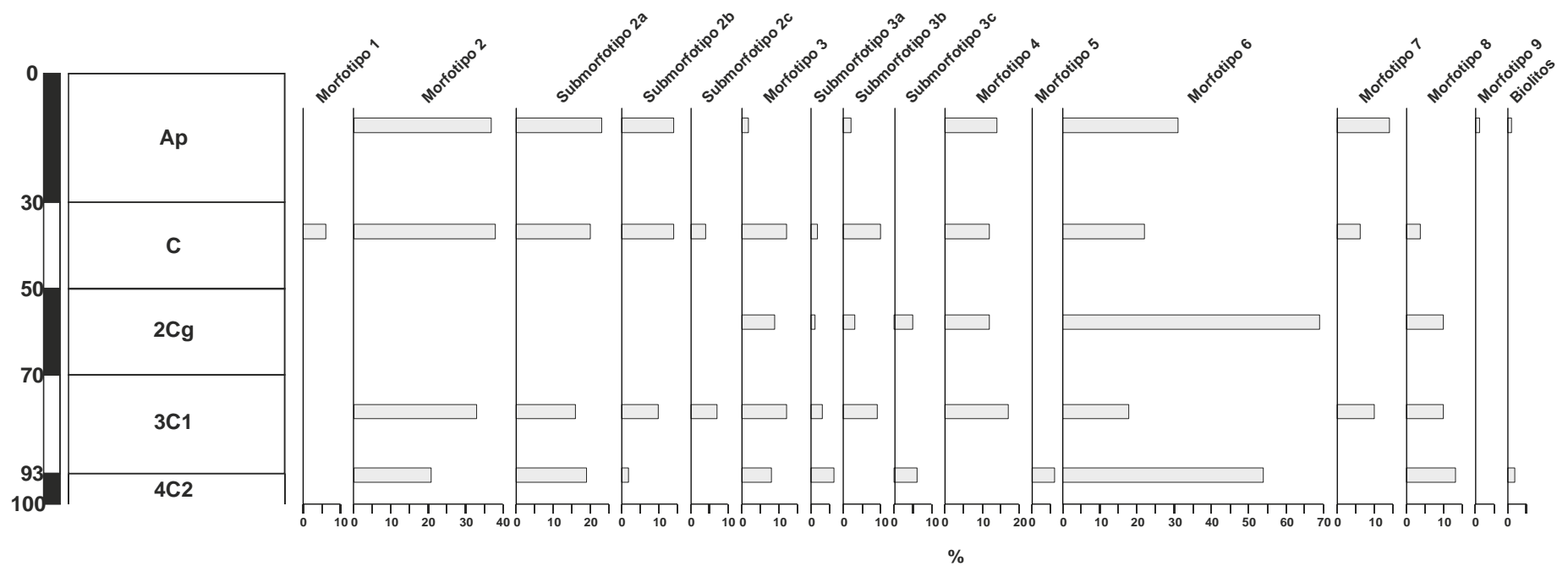
La presencia de estos morfotipos en la arena fina ligera del sedimento fluvial con similares porcentajes, indicaría, en parte, una herencia de estos granos de cuarzo en el suelo. Sin embargo, el aumento de la proporción de los morfotipos 6, 7 y 8 (Tabla III.5.6 y Figura III.5.62) plantea la posibilidad de un origen diferente: bien pueden ser granos de cuarzo liberados de los fragmentos metamórficos más gruesos del sedimento durante la alteración de los mismos en el suelo o bien pueden proceder de materiales diferentes, dado el carácter fluvial del medio de depósito en el que se produce un aporte continuo de materiales.

A nivel del perfil, y para la fracción arena fina ligera, el morfotipo 6, dominante, muestra valores cambiantes con la profundidad, con dos máximos en los horizontes 2Cg (69%) y 4C2 (54%) (Tabla III.5.6 y Figura III.5.62).

Por su parte, el morfotipo 2 muestra una tendencia de valores relativamente constantes a lo largo del perfil, pero con dos mínimos en dichos horizontes, llegando a desaparecer en 2Cg (Tabla III.5.6 y Figura III.5.62).

El morfotipo 4 mantiene su porcentaje en profundidad, con un máximo en el horizonte 3C1 y un descenso brusco en el horizonte más profundo, donde no está representado (Tabla III.5.6 y Figura III.5.62). La coincidencia con discontinuidades litológicas en las transiciones de los horizontes C-2Cg y 3C1-4C2, mostrando cambios texturales evidentes, pone de manifiesto la naturaleza diferente del material aluvial característica de este medio de depósito, pudiendo ser la causa de la distribución de morfotipos indicada anteriormente.

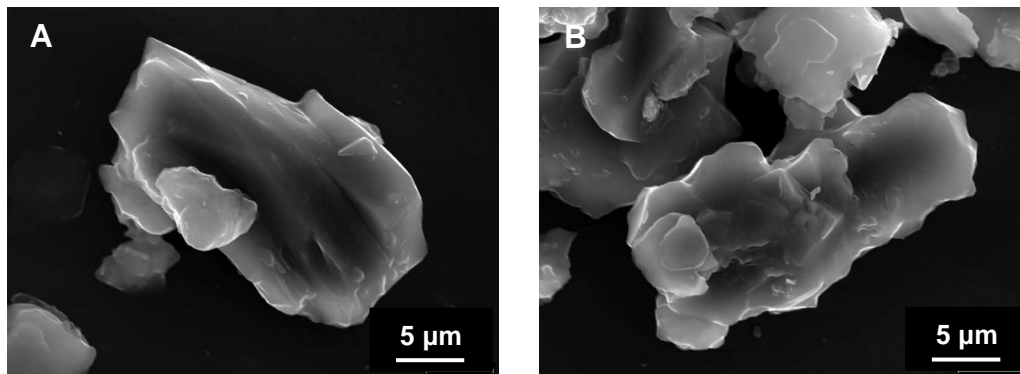
Los morfotipos 3 y 8 muestran una tendencia con valores más elevados en los horizontes inferiores. En el caso del morfotipo 3, cabe destacar el aumento progresivo que experimentan, en el horizonte 2Cg, las proporciones de los submorfotipos que lo componen según la secuencia de mayor cristalización de las zonas externas de los granos de cuarzo (Tabla III.5.6 y Figura III.5.62). Este hecho se debe a la mayor actividad edafogenética del horizonte 2Cg, favoreciéndose los procesos de disolución y recristalización mineral.



**Figura III.5.62.-** Representación gráfica de las proporciones de morfotipos y submorfotipos en la fracción arena fina ligera del perfil P4.

Finalmente, el morfotipo 7 disminuye su abundancia en profundidad, llegando a no estar presente en los horizontes 2Cg y 4C2. Sin embargo, alcanza un máximo relativo en el horizonte 3C1 (Tabla III.5.6 y Figura III.5.62).

Se ha seleccionado la fracción limo ligero del horizonte Ap para analizar la distribución de morfotipos y submorfotipos. En este caso, el morfotipo dominante es el 2 (82%), con el mayor peso de su proporción representado por el submorfotipo 2a (43%). Le sigue en abundancia el morfotipo 4 (12%), mientras que el resto constituyen menos del 5% (Tabla III.5.6 y Figura III.5.63).



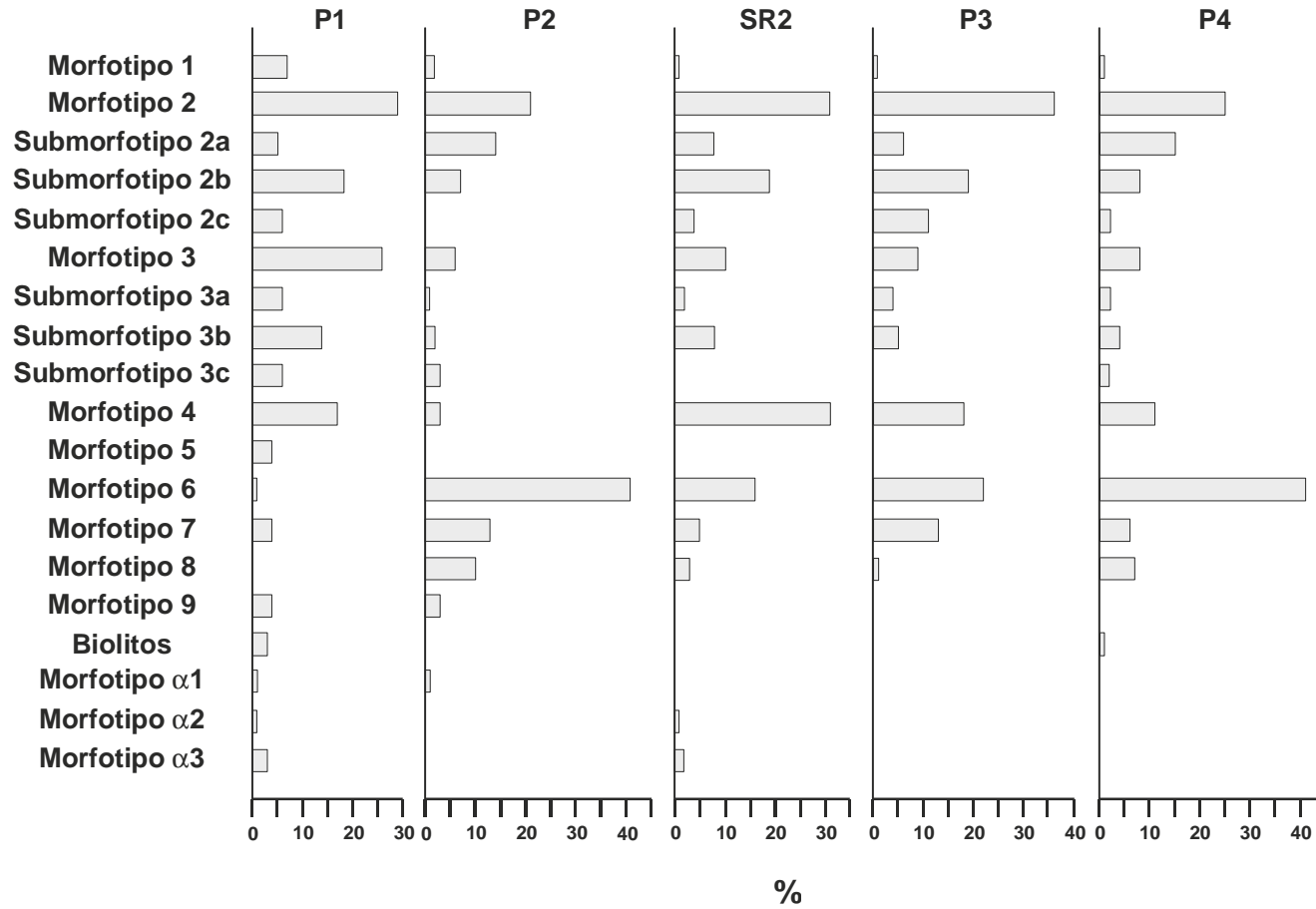
**Figura III.5.63.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo de la fracción limo ligero del horizonte Ap del perfil P4. **A:** submorfotipo 2a; **B:** morfotipo 4.

### III.5.5.- ANÁLISIS COMPARADO ENTRE PERFILES DE LAS PROPORCIONES DE MORFOTIPOS

La comparación de las proporciones de morfotipos y submorfotipos en los cinco perfiles demuestra, en una observación general, que los perfiles de Sierra Nevada (P2 y SR2), Llano de la Perdiz (P3) y Vega de Granada (P4) son más parecidos entre sí y diferentes al de Sierra Elvira (P1) (Figura III.5.64). Este hecho puede deberse a la filiación genética de sus materiales originales con el macizo de Sierra Nevada. En efecto, P2 y SR2 se ubican en el propio macizo y se han desarrollado sobre derrubios de micaesquistos y cuarcitas. El perfil P3 se sitúa en un área próxima del pie de monte y su evolución se ha llevado a cabo sobre un conglomerado con área fuente en la zona de Sierra Nevada. Por su parte, P4, suelo de la Vega de Granada, se dispone sobre materiales aluviales también procedentes, en última instancia y mayoritariamente, de Sierra Nevada. Sin embargo, el perfil P1 de Sierra Elvira pertenece a una serreta subbética y su desarrollo se ha realizado sobre materiales margosos y aportes coluviales de gravas carbonatadas procedentes de la ladera de la propia Sierra. La existencia de varios materiales de partida para este perfil, ha redundado en la mayor diversidad y en un reparto de las proporciones de los morfotipos de granos de cuarzo reconocidos en el mismo. Esta similar naturaleza genética de los materiales de partida de los perfiles P2, SR2, P3 y P4, queda evidenciada en la presencia del morfotipo 6 como uno de los morfotipos más abundantes en los mismos. Se trata de un grupo de granos de cuarzo principalmente heredados desde los materiales originales metamórficos al producirse la liberación de los mismos tras la alteración en el suelo de rocas y fragmentos gruesos en los que están incluidos.

El análisis más en detalle de las gráficas de distribución de morfotipos y submorfotipos (Figura III.5.64), refleja una mayor similitud, respecto a las proporciones del morfotipo 4, entre los perfiles SR2, P3 y P4. Este morfotipo, representado minoritariamente en P2, está constituido por granos de cuarzo formados por pequeñas drusas y con cierto grado de madurez sedimentológica. Este origen justifica su presencia en el suelo de Sierra Elvira (P1), en el suelo del Llano de la Perdiz (P3) y en el de la Vega de Granada (P4), todos desarrollados sobre sedimentos desde los que, principalmente, se hereda este morfotipo al suelo.



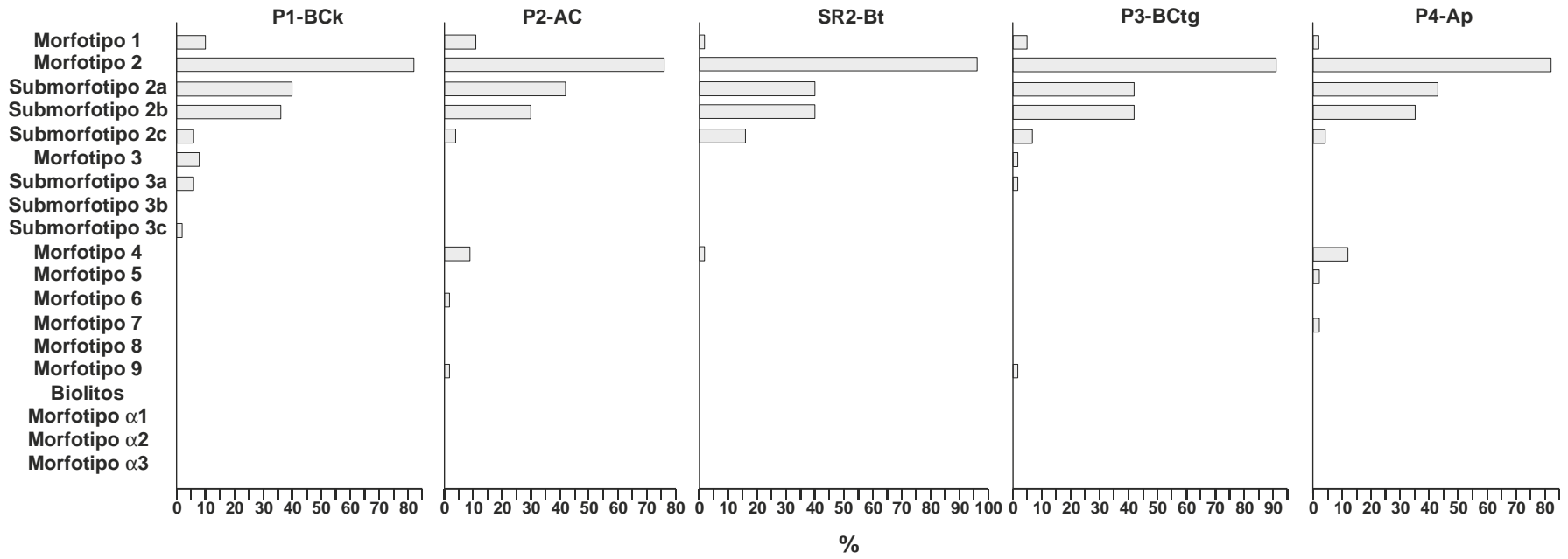


**Figura III.5.64.-** Representación gráfica de las proporciones de morfotipos y submorfotipos en la arena fina ligera de todos los perfiles.

En el primer caso, el carácter coluvial de los materiales sobre los que se ha desarrollado el perfil favorecerá la madurez sedimentológica de los granos minerales; en el segundo caso, la naturaleza geológica de los sedimentos de la Formación Alhambra, procedentes de abanicos aluviales, es la que determina la madurez sedimentológica de los granos de cuarzo de este morfotipo 4; finalmente, el transporte sufrido por los sedimentos fluviales del río Genil será el responsable de dicha madurez sedimentológica. Por su parte, en el perfil SR2 de Sierra Nevada la presencia de este morfotipo se debe, en parte, a la herencia desde el Polvo de nieve en el que también está presente. Sin embargo, sólo la herencia no justifica las elevadas proporciones de este morfotipo reconocidas en los horizontes del perfil. Así, se cree que procesos típicos de este suelo, como la crioclastia, reptación y erosión, pueden ser los que aporten la madurez sedimentológica a los granos de cuarzo, favoreciendo que el morfotipo 4 esté altamente representado en el perfil (Figura III.5.64).

Por otra parte, los perfiles P2 y P4 son similares entre sí, y diferentes de SR2 y P3, respecto a la presencia del morfotipo 8 que, a su vez, no se registra en el perfil P1 (Figura III.5.64). Es un morfotipo formado por granos de cuarzo policristalinos, de cristales con tendencia laminar. Hay que pensar que en los suelos de mayor evolución (SR2 y P3, este último el más evolucionado) el morfotipo 8 está mínimamente representado, bien por tratarse de granos con morfologías que suponen mayor superficie específica y que, por tanto, favorecen el ataque químico por parte de las soluciones del suelo, o bien porque su mayor susceptibilidad a la reducción física del tamaño, al ser laminares, y con apariencia exfoliable, haga que estos cuarzoes pasen a formar parte de la fracción limo. En este sentido, hay que destacar que en la fracción limo ligero de los horizontes seleccionados en los distintos perfiles el morfotipo mayoritario es el 2 en todos los casos (Figura III.5.65), caracterizado por granos de cuarzo monocristalinos o policristalinos de pocos cristales procedentes de la fragmentación de granos mayores.

En apoyo del carácter más evolucionado del perfil del Llano de la Perdiz (P3) indicado anteriormente, con respecto al resto de perfiles estudiados, se encuentra la presencia de las proporciones más elevadas del submorfotipo 2c, el más alterado dentro del morfotipo 2 (Figura III.5.64).



**Figura III.5.65.-** Representación gráfica de las proporciones de morfotipos y submorfotipos en la fracción limo ligero de los horizontes seleccionados en los perfiles estudiados.

Finalmente, hay que destacar la presencia, en todos los perfiles, del morfotipo 3, siendo mayoritaria en el perfil P1 (Figura III.5.64). La ubicuidad de este morfotipo en todos los perfiles plantea la hipótesis de un origen diverso, tanto heredado de los materiales originales de los suelos como formado en el propio medio edáfico. En el caso del perfil P1 es evidente su herencia desde el material original, ya que es el morfotipo mayoritario reconocido en el residuo insoluble analizado.



**III.6.- ESTUDIO MORFOLÓGICO (BSE),  
COMPOSITIVO DE ELEMENTOS TRAZA  
(EMPA) Y COMPOSITIVO/ESTRUCTURAL  
(SEM-CL) DEL CUARZO**



### III.6.1.- INTRODUCCIÓN

El cuarzo es uno de los minerales con la composición química más pura de la naturaleza, después del diamante, el grafito y el hielo (Drees *et al.*, 1989). Además, se caracteriza por presentar una fuerte configuración estructural de enlaces Si-O, lo que hace que en su red cristalina sólo puedan entrar una mínima cantidad de iones (Flem *et al.*, 2002; Müller *et al.*, 2003a y b). Éstos, pueden sustituir al Si<sup>4+</sup> isomórficamente en el centro de los tetraedros, considerándose por tanto desviaciones de la composición química ideal o impurezas estructurales, o pueden ocupar posiciones intersticiales en la configuración atómica de dicho mineral (Cohen, 1960; Smith y Steele, 1984; Drees *et al.*, 1989). Entre dichos iones se incluyen Al<sup>3+</sup>, B<sup>3+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Cr<sup>6+</sup>, Cu<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Ge<sup>4+</sup>, H<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Li<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Mn<sup>4+</sup>, Na<sup>+</sup>, P<sup>5+</sup>, Pb<sup>4+</sup>, Rb<sup>+</sup>, Ti<sup>4+</sup> y U<sup>6+</sup> (Maschmeyer y Lehmann, 1983; Fanderlik, 1991; Götze, Plötze y Habermann, 2001). Algunos autores (por ejemplo Jung, 1992) afirman que sólo Al<sup>3+</sup>, B<sup>3+</sup>, Ge<sup>4+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, H<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Li<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, P<sup>5+</sup> y Ti<sup>4+</sup> pueden considerarse iones diferentes al Si<sup>4+</sup> y O<sup>2-</sup> presentes como nudos de la red cristalina del cuarzo, mientras que el resto pertenecen a inclusiones líquidas y/o sólidas de este mineral.

El problema puede entenderse porque, debido a que el Si<sup>4+</sup> presenta un radio iónico pequeño (0,42 Å) y una elevada valencia, son pocos los iones que pueden sustituirlo en la estructura mineral del cuarzo. En general, los elementos en una solución sólida que pueden ser sustituidos unos por otros deben presentar una diferencia en sus radios iónicos menor al 15%, una variación de sus cargas electrónicas entre ±1 y mostrar electronegatividades similares (Suttner y Leininger, 1972).

De los iones citados anteriormente, el que principalmente sustituye al Si<sup>4+</sup> en la red cristalina del cuarzo es el Al<sup>3+</sup>, aunque también son frecuentes las sustituciones por Ga<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Ti<sup>4+</sup>, Ge<sup>4+</sup> y P<sup>5+</sup> (Drees *et al.*, 1989; Götze, Plötze y Habermann, 2001). Los elementos situados en posiciones intersticiales en la estructura del cuarzo están constituidos, generalmente, por iones monovalentes, y a veces divalentes (principalmente Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, H<sup>+</sup>, Li<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>), que ocupan canales estructurales paralelos al eje c de su estructura cristalina para compensar el déficit o el exceso de carga generado al producirse sustituciones isomórficas en el centro de los tetraedros (Smith y Steele, 1984; Drees *et al.*, 1989; Watt *et al.*, 1997; Götze, Plötze y Habermann, 2001, Müller *et al.*, 2003a y b).



El contenido de elementos traza en minerales está relacionado con la temperatura de cristalización de éstos, existiendo una correlación positiva entre dicha temperatura y la concentración de impurezas estructurales (Larsen, Polvé y Juve, 2000). El magma a partir de cual el cuarzo cristaliza puede estar enriquecido, en el momento de formación de dicho mineral, en determinados elementos como  $\text{Al}^{3+}$ , y empobrecido en otros como  $\text{Fe}^{3+}$  o  $\text{Mg}^{2+}$ , debido a las cristalizaciones iniciales de los minerales ferro-magnesianos (Suttner y Leininger, 1972). Este criterio se ha utilizado en el cuarzo como herramienta para distinguir sus diferentes orígenes (Dennen, Blackburn y Quesada, 1970; Monecke, Kempe y Götze, 2002; Götze *et al.*, 2004). Así, en términos generales, las rocas ígneas muestran cuarzos con más impurezas que las que presentan los cuarzos de pegmatitas o de venas hidrotermales (Dennen, Blackburn y Quesada, 1970; Larsen, Polvé y Juve, 2000). Sin embargo, existe una gran variabilidad en la concentración de elementos traza en cuarzos englobados en tipos de rocas similares que hace pensar en otros mecanismos, no sólo la temperatura, como los causantes de la incorporación de elementos traza a la estructura cristalina de este mineral. Por ejemplo, la incorporación del  $\text{Fe}^{3+}$  depende, en gran medida, del estado de oxidación y de la fugacidad del oxígeno en el ambiente de formación del mineral (Larsen, Polvé y Juve, 2000). De igual forma, la presencia de determinados elementos traza también puede estar influida por la coexistencia, en el medio de formación del cuarzo, de otras fases minerales que albergan en su estructura dichos elementos de forma natural. Así por ejemplo, concentraciones de  $\text{Ti}^{4+}$  en el cuarzo pueden deberse a la estabilidad, en el mismo ambiente geoquímico, de la biotita o el rutilo (Larsen, Polvé y Juve, 2000). En este sentido, Dennen (1966) mostró que los elementos presentes en el cuarzo como impurezas estructurales son aquellos más abundantes en el ambiente de formación de este mineral y no necesariamente los que tienen mejor afinidad estructural.

Monecke, Kempe y Götze (2002) consideran que la composición química del cuarzo es muy sensible a procesos secundarios como la alteración hidrotermal o la recristalización metamórfica y establecen que los cuarzos metamórficos presentan concentraciones más bajas de elementos traza cuando se comparan con las concentraciones de aquellos de venas hidrotermales. De esta forma, un análisis detallado de la composición elemental de este mineral puede aportar información sobre su ambiente químico de formación o alteración. En este sentido, Ramseyer y Mullis (1990) y Perny *et al.* (1992) consideran que

la variación en la concentración de elementos traza en cuarzos hidrotermales se debe a cambios en el pH del medio.

Los patrones de distribución de impurezas estructurales en el cuarzo también son una herramienta utilizada para determinar el origen de este mineral. En este sentido, los cuarzos de origen ígneo o metamórfico tienen patrones de distribución más homogéneos de elementos traza que aquellos generados en ambientes hidrotermales (Larsen, Polvé y Juve, 2000).

Martín-García *et al.* (2004) analizaron con microsonda de electrones (EMPA) la presencia de elementos traza en granos de cuarzo procedentes de la fracción arena fina ligera de *Entisols* de Sierra Nevada (Granada) y observaron una mayor concentración de estos elementos en los bordes de grano respecto al centro de los mismos, atribuible a la mayor alteración de estas zonas externas. Hasta esa fecha, no existen estudios de la relación entre composición química del cuarzo y tipologías de suelos, siendo éste un trabajo pionero.

Una propiedad del cuarzo, relacionada con las propiedades compositivas y estructurales del mismo, es la catodoluminiscencia o capacidad de emisión de luz por excitación de los electrones de los átomos de su estructura. Las causas de la catodoluminiscencia en los silicatos, en general, y en el cuarzo, en particular, son difíciles de determinar ya que pueden ser el resultado de la combinación de muchos factores. Así, la composición química variable del mineral a nivel de elementos traza, el polimorfismo, la existencia de lugares estructurales diferentes para un mismo elemento, la sustitución del silicio por hidrógeno, la presencia de defectos estructurales como la ruptura de enlaces Si-O, vacancias de oxígeno o defectos inducidos por radiación, pueden generar fenómenos de catodoluminiscencia en este mineral (Luff y Townsend, 1990; Perny *et al.*, 1992; Remond *et al.*, 1992; Seyedolali *et al.*, 1997; Götze, Plötze y Habermann, 2001; Botis, *et al.*, 2005). En este sentido, variaciones en las condiciones físicas y químicas del ambiente de formación del cuarzo (a partir de un fundido o de una solución) dan lugar a zonación cristalina y bandas con distintas propiedades luminiscentes (Ramseyer *et al.*, 1988) que están relacionadas con variaciones en el contenido de los elementos traza incluidos en la estructura cristalina del mineral, bien para compensar el déficit o exceso de carga generado por sustituciones isomórficas o presentes como defectos intrínsecos (defectos de capa) de la propia estructura del cuarzo (Götze, Plötze y Habermann, 2001). La combinación de los análisis espectrales de la catodoluminiscencia con el análisis de elementos traza permite detectar y

estudiar defectos puntuales extrínsecos (elementos traza) en los minerales, que en el cuarzo son también causa de su emisión luminiscente e igualmente reflejan condiciones fisicoquímicas específicas del crecimiento del cristal, usándose en interpretaciones genéticas (Ramseyer *et al.*, 1988; Götze, 1996; Müller *et al.*, 2003a y b; Götze, Plötze y Habermann, 2001; Götze *et al.*, 2004; Allan y Yardley, 2007).

Distintas mineralizaciones ígneas e hidrotermales de cuarzo o recrecimientos autigénicos de este mineral sobre granos detríticos, pueden ser diferenciados mediante fenómenos de catodoluminiscencia, ya que generan, en los granos minerales, zonas con luminiscencia distinta (Zinkernagel, 1978; Ramseyer *et al.*, 1988; Evans *et al.*, 1994; Götze, 1996). Según Zinkernagel (1978) los cuarzos de rocas ígneas y metamórficas de alto grado tienen bandas luminiscentes con sus picos mayores a 450 nm y 620 nm; la catodoluminiscencia de aquellos procedentes de rocas metamórficas de bajo grado, o metamórficas de alto grado enfriadas lentamente, presentan sus picos mayores alrededor de 620 nm y un pico menor a 450 nm; por último, los cuarzos no luminiscentes son de origen autigénico o hidrotermal. Sin embargo estudios más recientes han demostrado que cuarzos con distinto origen pueden tener características catodoluminiscentes similares (Ramseyer *et al.*, 1988; Neuser, Richter y Vollbrecht, 1989; Götze, 1996; Boggs *et al.*, 2002) y además, la catodoluminiscencia del cuarzo cambia con el incremento de la radiación del haz de electrones que incide sobre la muestra durante el tiempo en el que se está analizando (Ramseyer *et al.*, 1988; Ramseyer y Mullis, 1990; Götze, Neuser y Richter, 2001; Götze, Plötze y Trautmann, 2005; Götze y Richter, 2006). Por estas razones es necesario combinar las técnicas de catodoluminiscencia con otras técnicas analíticas en estudios de procedencia (Götze y Zimmerle, 2000).

En suelos, los estudios que utilizan la técnica de la catodoluminiscencia en el análisis del cuarzo son escasos. Por esta razón, ha sido interesante su aplicación en esta Tesis Doctoral, con el objetivo de obtener más datos sobre el mineral cuarzo que aparece en los suelos mediterráneos seleccionados.

Con estos antecedentes se han analizado, con microsonda electrónica (EMPA) sobre lámina delgada, las concentraciones de elementos traza en granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera de algunos de los horizontes de los suelos estudiados, al igual que en el cuarzo de los materiales originales sobre los que se han desarrollado. También, se han realizado análisis de catodoluminiscencia, con un microscopio electrónico de barrido (SEM-CL) sobre

lámina delgada, para intentar relacionar este fenómeno con la presencia de elementos traza en la estructura cristalina del cuarzo. Este último estudio se ha complementado con el análisis de las imágenes de electrones retrodispersados (BSE) obtenidas de los mismos granos de cuarzo estudiados con SEM-CL.

#### III.6.1.1.- Criterios de selección de las muestras

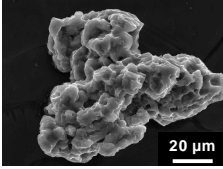
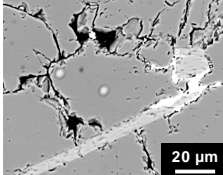
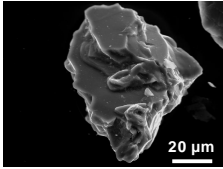
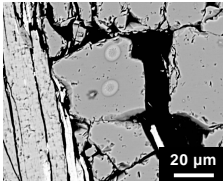
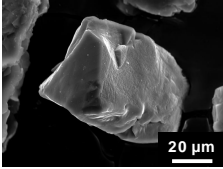
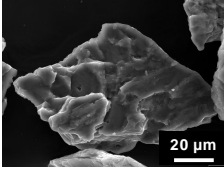
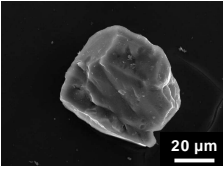
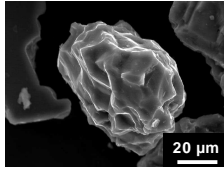
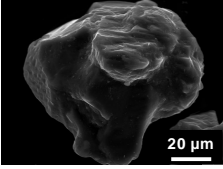
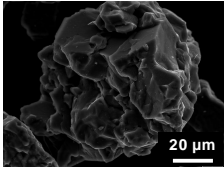
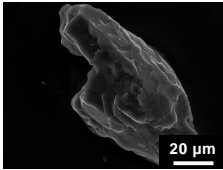
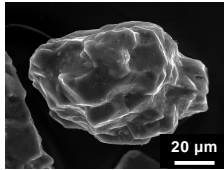
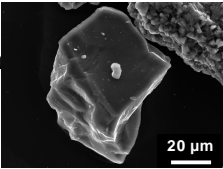
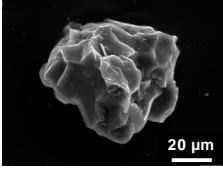
El criterio de selección de las muestras para realizar este estudio se ha basado, principalmente, en las características morfoscópicas más destacadas de los granos de cuarzo que contienen (Tabla III.6.1). Éstas han sido observadas mediante microscopía electrónica de barrido, en imágenes de electrones secundarios, y han permitido agrupar a los granos de cuarzo en los denominados morfotipos y submorfotipos. Una vez elegidas las muestras, se han seleccionado distintas tipologías de granos de cuarzo, identificadas y descritas con imágenes de electrones retrodispersados (BSE), obtenidas mediante microscopía electrónica de barrido sobre lámina delgada.

En el perfil P1 se han elegido la fracción arena fina del residuo insoluble de las gravas del horizonte BCk y la arena fina ligera de este mismo horizonte, por presentar un porcentaje muy elevado del morfotipo 3 de granos de cuarzo (Tabla III.5.2). Éste está constituido por granos policristalinos de aspecto “framboidal” con distintos grados de recristalización superficial.

En los perfiles P2 y SR2 se han seleccionado los dos tipos de rocas (micaesquistos y venas de cuarzo) presentes en su material original, analizando las bandas ricas en cuarzo que contienen. En P2 se ha elegido, además, la arena fina ligera del horizonte AC por contener, principalmente, granos de cuarzo policristalinos con límites angulosos (morfotipo 6) (Tabla III.5.3). Por su parte, en SR2 se ha seleccionado la arena fina ligera del horizonte Bt, por ser un horizonte de alteración con granos de cuarzo que muestran importantes señales de alteración superficial. Pertenecen, principalmente, al submorfotipo 2b y morfotipo 4 (Tabla III.5.4).

En el perfil P3 se ha seleccionado la arena fina ligera de su sedimento original y la de dos de sus horizontes de mayor evolución edáfica (Bt y BCtg). En dichas muestras los granos de cuarzo aparecen, mayoritariamente, con evidencias de alteración superficial, como la existencia de marcas de disolución (*etch-pits*), golfos de corrosión y disoluciones areales. Estos granos de cuarzo se engloban dentro de los submorfotipos de mayor alteración del morfotipo 2 (2b y 2c) y del morfotipo 4 (Tabla III.5.5).

**Tabla III.6.1.-** Resumen de las muestras seleccionadas y criterios de selección.

Perfil	Muestra	Criterio de selección	Ejemplo
P1	Residuo Insoluble de Grava BCK	Morfotipo 3	
	Arena fina ligera de BCK		
P2	Roca 1	Bandas de cuarzo	
	Roca 2		
SR2	Arena fina ligera de AC	Morfotipo 6	
	Roca 1	Bandas de cuarzo	
Roca 2			
P3	Arena fina ligera de Bt	Submorfotipo 2b	
		Morfotipo 4	
	Arena fina ligera de Bt	Submorfotipo 2b	
		Morfotipo 6	
	Arena fina ligera de Bt	Submorfotipo 2b	
		Morfotipo 6	
Arena fina ligera de BCtg	Submorfotipo 2c		
	Morfotipo 4		
P4	Arena fina ligera de Ap	Submorfotipo 2a	
		Morfotipo 6	

Finalmente, en el perfil P4 sólo se ha seleccionado la arena fina ligera del horizonte Ap, en la que los granos de cuarzo más abundantes pertenecen al submorfotipo 2a y al morfotipo 6 (Tabla III.5.6); el primero constituido por granos de cuarzo monocristalinos o policristalinos de pocos cristales, que a veces muestran señales de alteración superficial, y el segundo por granos policristalinos con límites angulosos, que en ocasiones muestran una cierta alteración superficial.

Un trabajo preliminar, elaborado durante el desarrollo de esta Memoria, con los resultados obtenidos en el análisis de las muestras de los perfiles P2 y SR2, se presentó en la XXIII Reunión de la Sociedad de Microscopía de España con el título *Elementos traza en granos de cuarzo de Dystrocrypt y Haploxeralf de Sierra Nevada (Granada, España)* (Márquez et al., 2007b).

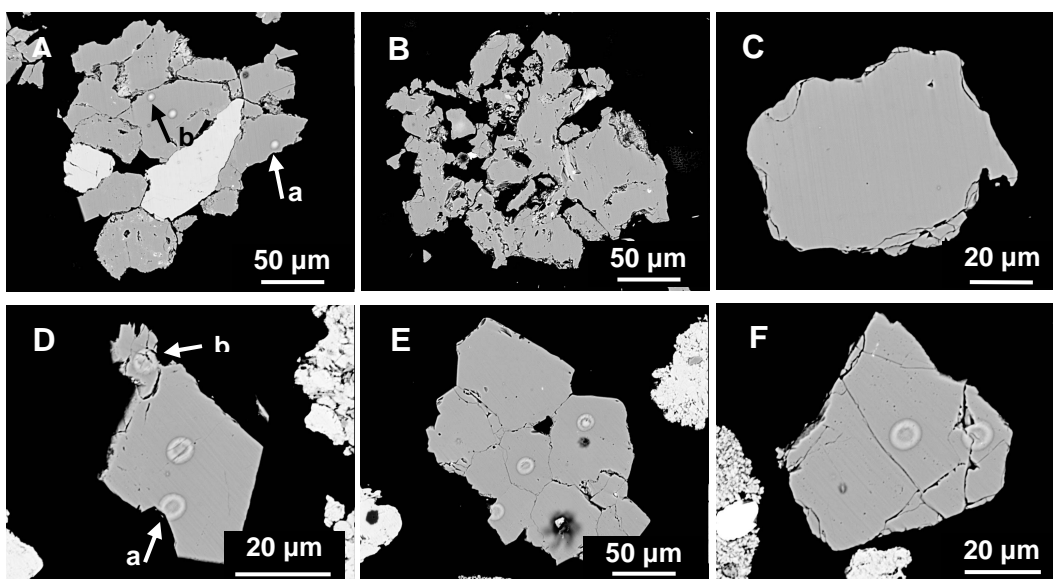


### III.6.2.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### III.6.2.1.- Tierra Parda de Sierra Elvira (perfil P1)

##### III.6.2.1.1.- Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traça (EMPA)

En la arena fina del residuo insoluble de las gravas del horizonte BCK de este perfil se han seleccionado tres tipos diferentes de granos de cuarzo: 1) granos policristalinos pertenecientes al morfotipo 4, constituidos por cristales de diferente naturaleza mineralógica, principalmente de cuarzo, tal y como lo muestran las distintas tonalidades de grises de las imágenes de electrones retrodispersados (Figura III.6.1A) y la comprobación realizada mediante espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X. Se caracterizan por presentar gran cantidad de zonas límite entre cristales ocupadas, en algunos casos, por otras fases cristalinas; 2) granos policristalinos formados por la agregación “framboidal” de cristales de cuarzo, que le dan un aspecto muy poroso, pertenecientes al morfotipo 3 (Figura III.6.1B); y 3) granos monocristalinos con bordes irregulares y redondeados, asignados al morfotipo 2 (Figura III.6.1C).



**Figura III.6.1.-** Imágenes BSE de los granos de cuarzo estudiados en el horizonte BCK del perfil P1.

**A:** grano 1 de la arena fina del residuo insoluble de las gravas; a y b: zonas de borde analizadas. **B:** grano 2 de la arena fina del residuo insoluble de las gravas. **C:** grano 3 de la arena fina del residuo insoluble de las gravas. **D:** grano 1 de la arena fina ligera de la tierra fina; a y b: zonas de borde analizadas. **E:** grano 3 de la arena fina ligera de la tierra fina. **F:** grano 5 de la arena fina ligera de la tierra fina.

La nomenclatura de los granos corresponde a la de las Tablas III.6.2 y III.6.3. En todos los casos las manchas más claras de forma circular, con varios círculos concéntricos, corresponden a las zonas irradiadas y dañadas por la microsonda de electrones.



En la arena fina ligera de la tierra fina de este horizonte también se han seleccionado granos de cuarzo de tres morfotipos diferentes: 1) granos monocristalinos con algunas caras de cristal que recuerdan a las formas ideales del cuarzo (granos hipidiomorfos), pudiendo adscribirse al morfotipo 5 (Figura III.6.1D); 2) granos policristalinos con límites entre cristales, y bordes de grano, irregulares pertenecientes al morfotipo 4 (Figura III.6.1E); y 3) granos monocristalinos con fisuras pertenecientes al morfotipo 2 (Figura III.6.1F).

Las Tablas III.6.2 y III.6.3 muestran las concentraciones de elementos traza en el centro y borde de los granos de cuarzo analizados en el horizonte BCK del perfil P1. Estos datos son muy heterogéneos, existiendo rangos muy amplios en los valores de las concentraciones de algunos elementos.

**Tabla III.6.2.-** Concentración (ppm) de elementos traza (EMPA) en granos de cuarzo de la arena fina del residuo insoluble de las gravas del horizonte BCK del perfil P1.

Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	29	71	42	25	5	0	2	6	0	9	2
Grano 2	6	33	35	63	0	0	8	14	0	0	0
Grano 3	41	27	36	47	0	0	23	19	4	8	7
Grano 4	225	41	53	36	1	5	0	9	0	0	100
<b>Rango</b>	<b>6-225</b>	<b>27-71</b>	<b>35-53</b>	<b>25-63</b>	<b>1-5</b>	<b>0-5</b>	<b>2-23</b>	<b>6-19</b>	<b>0-4</b>	<b>8-9</b>	<b>2-100</b>
<b>Media</b>	<b>75</b>	<b>43</b>	<b>42</b>	<b>43</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>8</b>	<b>12</b>	<b>1</b>	<b>4</b>	<b>27</b>
<b>d.s.</b>	<b>101</b>	<b>20</b>	<b>8</b>	<b>16</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>10</b>	<b>6</b>	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>49</b>
<b>Medidas en el borde de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1a	9	66	55	44	2	0	0	0	3	0	0
Grano 1b	1020	859	99	424	24	175	19	299	0	0	1193
Grano 2	1162	249	63	195	5	181	9	1	0	0	0
Grano 3	229	25	37	38	1	3	0	5	0	0	0
Grano 4	568	32	45	21	3	0	22	5	0	0	0
<b>Rango</b>	<b>9-1162</b>	<b>25-859</b>	<b>37-99</b>	<b>21-424</b>	<b>1-24</b>	<b>3-181</b>	<b>9-22</b>	<b>1-299</b>	<b>0-3</b>	<b>-</b>	<b>0-1193</b>
<b>Media</b>	<b>598</b>	<b>246</b>	<b>60</b>	<b>144</b>	<b>7</b>	<b>72</b>	<b>10</b>	<b>62</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>239</b>
<b>d.s.</b>	<b>495</b>	<b>355</b>	<b>24</b>	<b>171</b>	<b>10</b>	<b>97</b>	<b>10</b>	<b>133</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>534</b>

d.s.: desviación standard.

En el centro de los granos de cuarzo del residuo insoluble de las gravas (Tabla III.6.2), destaca el Al como elemento predominante, con valores que oscilan entre 6 ppm y 225 ppm (75 ppm de valor medio). Le siguen en abundancia el K, Fe y Ca, con valores medios muy similares entre sí, y cercanos a 40 ppm, Ba (27 ppm de valor medio) y Ti (12 ppm de valor medio). El resto de elementos analizados aparecen en concentraciones más bajas (Tabla III.6.2).

Los análisis realizados en el borde de los granos de cuarzo del residuo insoluble (Tabla III.6.2), muestran una composición de elementos traza que sigue estando dominada por Al, con valores que oscilan entre 9 ppm y 1162 ppm (598

ppm de valor medio). Le siguen en abundancia el K (246 ppm de valor medio), Ba (239 ppm de valor medio) y Fe (144 ppm de valor medio). Mg (72 ppm en valor medio), Ti (62 ppm en valor medio) y Ca (60 ppm en valor medio) son los siguientes más abundantes mientras que el resto de elementos son minoritarios, destacando la ausencia de Cr (Tabla III.6.2).

Por su parte, en el centro de los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte BCK (Tabla III.6.3) destacan, como elementos mayoritarios, el Al, con un rango de valores entre 1 ppm y 1320 ppm (275 ppm de valor medio), y el Ca, cuya concentración oscila entre 62 ppm y 862 ppm (237 ppm de valor medio). Los siguientes elementos traza más abundantes son el Fe y el K, con valores medios muy similares entre sí (34 ppm y 33 ppm, respectivamente), y finalmente el Na (18 ppm de valor medio). El resto de elementos son minoritarios.

**Tabla III.6.3.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en granos de cuarzo analizados en la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte BCK del perfil P1.

<b>Muestra</b>	<b>Al</b>	<b>K</b>	<b>Ca</b>	<b>Fe</b>	<b>Na</b>	<b>Mg</b>	<b>P</b>	<b>Ti</b>	<b>Mn</b>	<b>Cr</b>	<b>Ba</b>
<b>Medidas en el centro de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	1320	58	136	16	19	3	0	0	0	0	0
Grano 2	123	42	84	11	32	1	0	29	0	0	0
Grano 3a	1	18	120	48	9	8	22	0	0	0	6
Grano 3b	61	27	862	53	21	0	11	5	12	0	0
Grano 4	116	31	62	7	23	4	18	5	0	7	20
Grano 5	27	21	160	66	2	3	4	12	0	20	0
<b>Rango</b>	<b>1-1320</b>	<b>18-58</b>	<b>62-862</b>	<b>7-66</b>	<b>2-32</b>	<b>1-8</b>	<b>4-22</b>	<b>5-29</b>	<b>0-12</b>	<b>7-20</b>	<b>6-20</b>
<b>Media</b>	<b>275</b>	<b>33</b>	<b>237</b>	<b>34</b>	<b>18</b>	<b>3</b>	<b>9</b>	<b>9</b>	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>4</b>
<b>d.s.</b>	<b>514</b>	<b>15</b>	<b>308</b>	<b>25</b>	<b>11</b>	<b>3</b>	<b>9</b>	<b>11</b>	<b>5</b>	<b>8</b>	<b>8</b>
<b>Medidas en el borde de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1a	590	89	227	149	5	21	10	0	6	0	0
Grano 1b	1974	228	364	677	20	105	9	40	0	24	33
Grano 2	1810	903	2620	813	72	681	31	21	0	0	0
Grano 3	109	81	354	105	40	46	0	0	6	0	7
Grano 4	147	23	72	9	8	15	0	7	0	0	0
Grano 5	102	60	388	114	48	30	0	9	3	6	20
<b>Rango</b>	<b>102-1974</b>	<b>23-903</b>	<b>72-2620</b>	<b>9-813</b>	<b>5-72</b>	<b>15-681</b>	<b>9-31</b>	<b>7-40</b>	<b>3-6</b>	<b>6-24</b>	<b>7-33</b>
<b>Media</b>	<b>789</b>	<b>231</b>	<b>671</b>	<b>311</b>	<b>32</b>	<b>150</b>	<b>8</b>	<b>13</b>	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>10</b>
<b>d.s.</b>	<b>876</b>	<b>337</b>	<b>962</b>	<b>342</b>	<b>26</b>	<b>262</b>	<b>12</b>	<b>15</b>	<b>3</b>	<b>10</b>	<b>14</b>

d.s.: desviación standard.

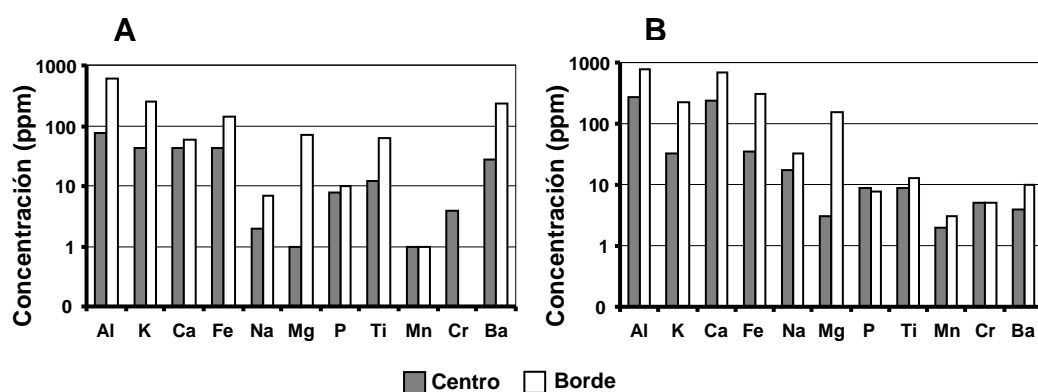
Los análisis realizados en el borde de los granos de cuarzo muestran concentraciones mayores, respecto al centro de los mismos, para casi la totalidad de los elementos traza identificados (Tabla III.6.3). Los elementos traza más abundantes son Al, con un rango de 102 ppm a 1974 ppm (789 ppm de valor medio), y Ca, cuyo rango de valores oscila entre 72 ppm y 2620 ppm (671

ppm de valor medio). Los siguientes elementos más abundantes son el Fe (311 ppm de valor medio), el K (231 ppm de valor medio), el Mg (150 ppm de valor medio) y el Na (32 ppm de valor medio), mientras que el resto aparecen en menores concentraciones (Tabla III.6.3).

En el residuo insoluble de la grava, la mayoría de las medidas de elementos traza realizadas en los granos de cuarzo muestran concentraciones mayores en las zonas de borde con respecto a las zonas de centro (Tabla III.6.2 y Figura III.6.2). El cuarzo de este residuo insoluble puede pertenecer al material terrígeno procedente del influjo sedimentario que caracterizó a la cuenca en la que se depositaron los materiales carbonatados sobre los que ha evolucionado el perfil P1. En este caso, la presencia de elementos traza en sus granos de cuarzo, siendo éstos más abundantes en las zonas de borde que en las de centro, puede ser indicativo de una alteración previa a la sedimentación de estos granos minerales. Pero también, el cuarzo puede ser producto de los procesos de removilización, y precipitación posterior, de la sílice disuelta generada en el ambiente geoquímico de formación del sílex, componente característico de la roca madre de este perfil. En este caso, los fluidos saturados en sílice pueden estar enriquecidos en otros elementos que pueden quedar incorporados en la estructura del cuarzo durante su precipitación. En este sentido, hay que destacar que el morfotipo de cuarzo más abundante en este residuo insoluble es el morfotipo 3 (77%) (Tabla III.5.2), constituido por granos de cuarzo framboidales, con distinto grado de recristalización superficial, generados por procesos de neoformación, a partir de geles, en el medio sedimentario o en el suelo. Este morfotipo, a su vez, está representado principalmente por los submorfotipos de menor grado de recristalización superficial: submorfotipo 3a (24%) y submorfotipo 3b (53%) (Tabla III.5.2).

Por su parte, los granos de la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte BCK muestran también, en general, concentraciones de elementos traza mayores en las zonas de borde con respecto a las de centro (Tabla III.6.2 y Figura III.6.2). Al igual que en la arena fina del residuo insoluble analizado en este horizonte, uno de los morfotipos más abundantes en la arena fina ligera de su tierra fina es el 3 (30%) representado, en este caso, mayoritariamente por el submorfotipo de recristalización intermedia 3b (20%). De esta forma se piensa que gran parte del mineral cuarzo presente en este horizonte es heredado desde el residuo insoluble. Cabe destacar que las concentraciones en elementos traza son, en general, mayores que las reconocidas en los granos de cuarzo del

residuo insoluble, a excepción de Ba y Ti (Figura III.6.2), elementos que pueden destacar debido a una mayor concentración en los fluidos a partir de los que precipitó el mineral cuarzo. Estos resultados ponen de manifiesto que aunque la herencia desde el residuo insoluble sea un factor determinante en la presencia de elementos traza en los granos de cuarzo de la arena fina ligera de la tierra fina, los procesos edafogénicos (principalmente la meteorización, física y química, que es mayor en los bordes minerales) de desarrollo de este perfil han podido influir también en la presencia de los mismos.



**Figura III.6.2.-** Concentración media de elementos traza en el centro y borde de los granos de cuarzo de las muestras estudiadas en el horizonte BCK del perfil P1. **A:** arena fina del residuo insoluble de las gravas; **B:** arena fina ligera de la tierra fina.

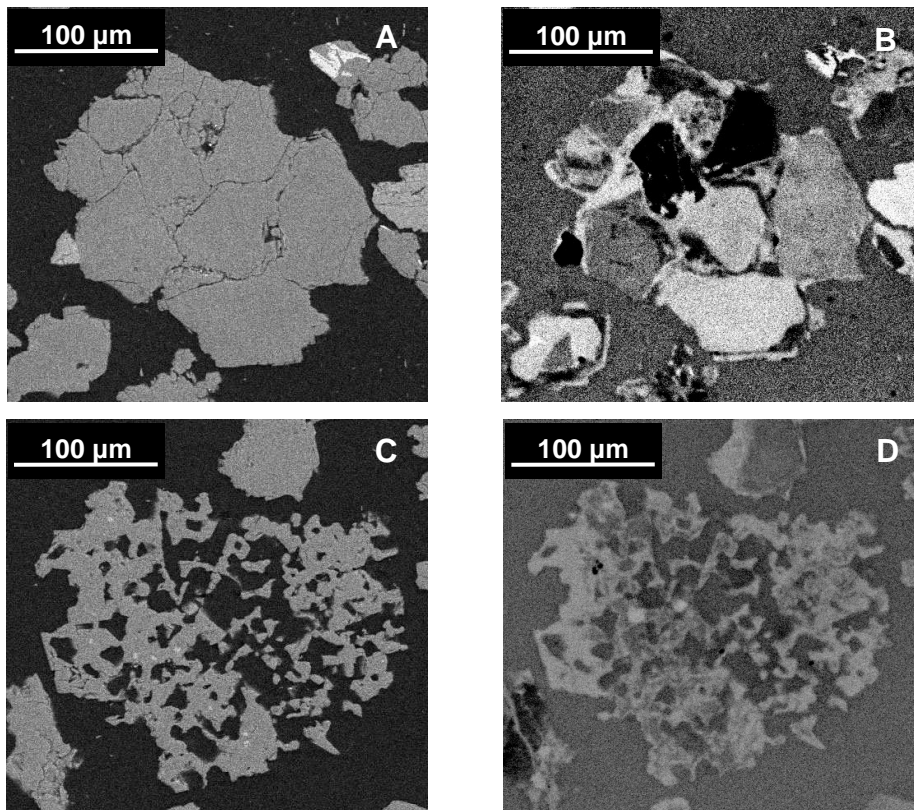
#### III.6.2.1.2.- Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)

Las distintas tipologías de granos de cuarzo seleccionadas para este estudio han sido observadas, bajo el microscopio electrónico de barrido, mediante las técnicas de electrones retrodispersados (BSE) y catodoluminiscencia (SEM-CL). De esta forma se obtiene información composicional y/o estructural de los granos analizados.

Las imágenes de electrones retrodispersados de los granos minerales estudiados en el horizonte BCK del perfil P1 (Figuras III.6.3A y C, III.6.4A y C, III.6.5A y C) muestran tonalidades de grises muy homogéneas, indicando una misma composición mineral para cada uno de ellos. Se ha comprobado que se tratan de cuarzo mediante espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X (EDX). En dichas imágenes se observan los límites irregulares de los granos policristalinos, “ramboidales” y monocristalinos alotriomorfos, al igual que los límites casi perfectos de los granos de cuarzo idiomorfos (Figuras III.6.3, III.6.4 y III.6.5). Algunos de estos límites irregulares se deben a la presencia de golfos de corrosión (Figura III.6.3A y III.6.4), producto de procesos de disolución. Las

uniones entre cristales en los granos policristalinos también se distinguen (Figura III.6.3), al igual que las fisuras y huecos internos de algunos de los granos seleccionados (Figuras III.6.4A y III.6.5).

Por su parte, los resultados obtenidos del análisis de catodoluminiscencia muestran características diferentes para las distintas tipologías de granos de cuarzo analizados en el horizonte BCK del perfil P1 (Figuras III.6.3B y D, III.6.4B y D, III.6.5B y D).



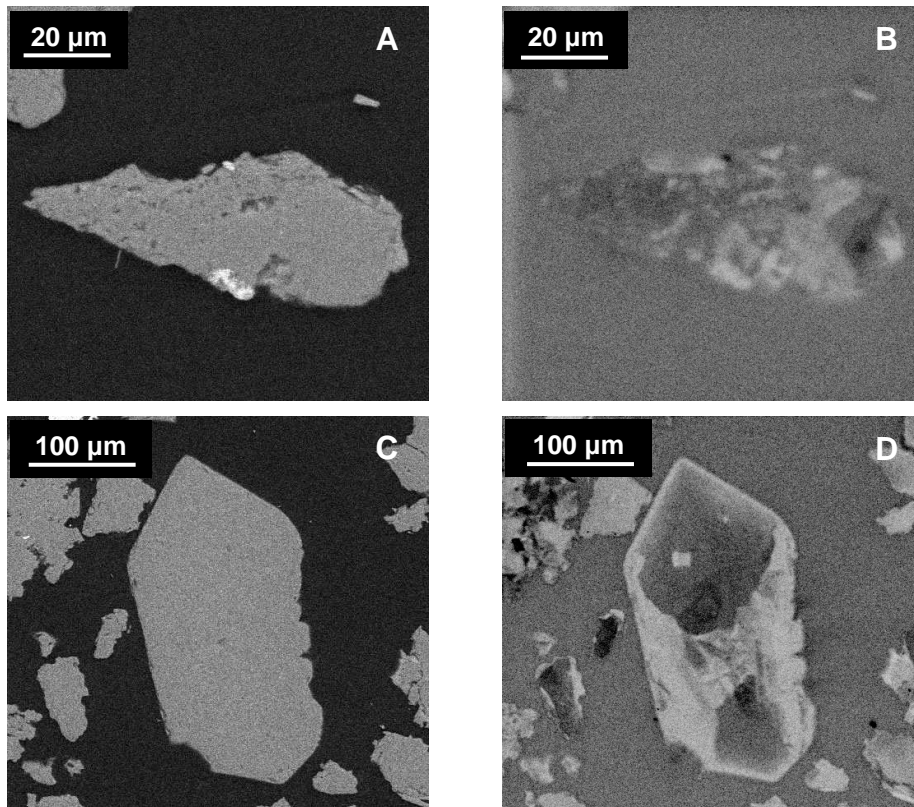
**Figura III.6.3.-** Imágenes BSE y SEM-CL de los granos de cuarzo de la arena fina del residuo insoluble de las gravas del horizonte BCK del perfil P1. **A:** imagen BSE de un grano de cuarzo policristalino; **B:** imagen SEM-CL del grano anterior; **C:** imagen BSE de un grano de cuarzo "framboyant"; **D:** imagen SEM-CL del grano anterior.

Los granos policristalinos del residuo insoluble de las gravas, pertenecientes al morfotipo 4 y representados por el grano mostrado en las Figuras III.6.3A y B, muestran cristales de cuarzo (comprobado mediante EDX) con catodoluminiscencias muy diferentes, pudiendo así tener orígenes distintos. Entre dichos cristales aparece un material, de tonalidades claras, que actúa como agente cementante manteniéndolos unidos (Figura III.6.3B). El hecho de que en las imágenes de electrones retrodispersados no se aprecie ninguna diferencia de tonalidad entre los cristales y este material intercrystalino, permite

afirmar que se trata de un cemento de composición silícea. Debido a que se trata de granos procedentes del residuo insoluble de las gravas analizadas en el horizonte, este proceso de cementación podría haber sido generado en el medio sedimentario.

Por su parte, los granos “framboidales” tienen una catodoluminiscencia más homogénea, aunque pueden diferenciarse algunas bandas concéntricas con luminosidad diferente (Figura III.6.3D). El origen de esta tipología de granos de cuarzo está relacionado con la removilización y precipitación de la sílice disuelta en el ambiente geoquímico o edafoquímico. En este caso, al tratarse de granos de cuarzo pertenecientes al residuo insoluble de las gravas del horizonte BCk del perfil P1, las distintas bandas pueden corresponderse con estadios de crecimiento diferentes desarrollados durante la formación de estos granos minerales en el ambiente sedimentario o en la formación del silex que dichos materiales contienen. Además, y de forma no excluyente, pueden existir diferencias en la composición, a nivel de elementos traza, entre las zonas centrales y externas de dichas bandas, como así lo ha puesto de manifiesto el estudio de microsonda de electrones (Tabla III.6.2).

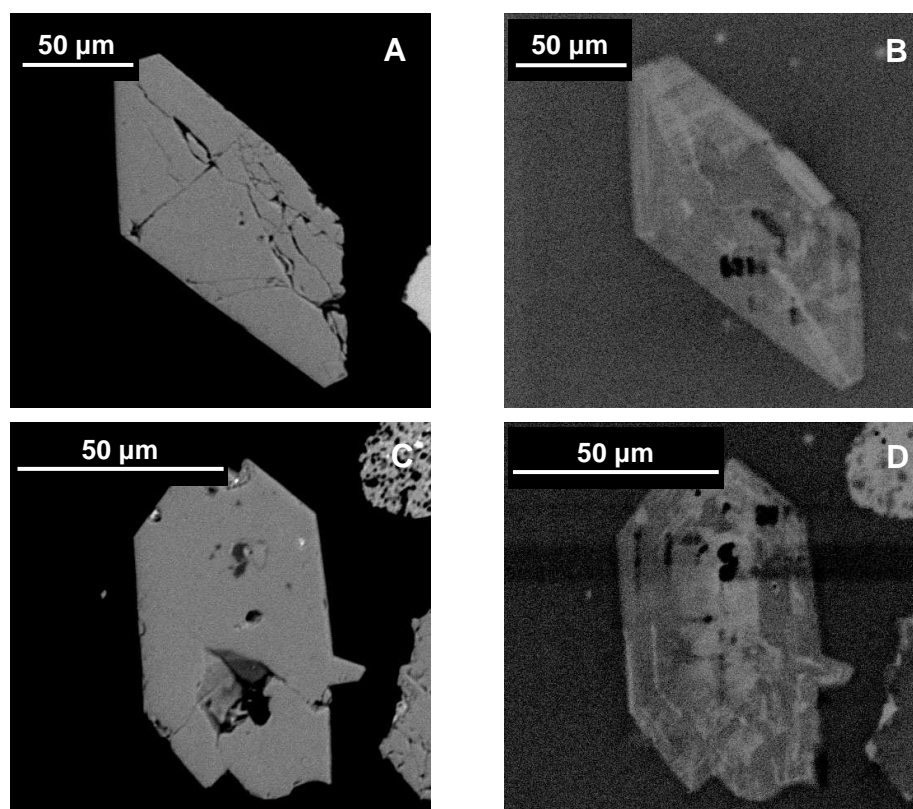
Se han identificado dos tipologías de granos de cuarzo monocristalinos en la muestra analizada del residuo insoluble de las gravas (Figura III.6.4). Una de ellas la conforma un grano monocristalino alotriomorfo (Figuras III.6.4A y B) con un patrón catodoluminiscente muy heterogéneo asociado, probablemente, a orientaciones cristalográficas distintas, ya que en las imágenes de electrones retrodispersados no aparecen diferencias zonales de la tonalidad. Los puntos más claros observados en la parte alta y baja del grano de cuarzo se deben a la presencia de inclusiones minerales (Figura III.6.4A). Por su parte, el otro tipo se trata de un grano monocristalino con forma cercana a la idiomorfa del mineral cuarzo (Figuras III.6.4C y D). El patrón catodoluminiscente de este grano muestra una zona clara, paralela a los límites del cristal, alrededor de un centro más oscuro de aspecto más alejado del idiomorfo (Figura III.6.4D). Esta morfología de grano puede ser indicativa de precipitación mineral *in situ* a partir de soluciones acuosas (Mackenzie, 1971), siendo su patrón catodoluminiscente informativo de distintos estadios de crecimiento del cristal (zonación). Pero también puede tratarse de recrecimientos desarrollados sobre granos minerales previos. En este caso, al tratarse de granos de cuarzo del residuo insoluble, dichos procesos de recrecimiento secundario deben haberse generado en el medio sedimentario.



**Figura III.6.4.-** Imágenes BSE y SEM-CL de los granos de cuarzo de la arena fina del residuo insoluble de las gravas del horizonte BCK del perfil P1. **A:** imagen BSE de un grano de cuarzo monocristalino aliotriomorfo; **B:** imagen SEM-CL del grano anterior; **C:** imagen BSE de un grano de cuarzo monocristalino idiomorfo; **D:** imagen SEM-CL del grano anterior.

En la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte BCK del perfil P1 se han identificado varios granos de cuarzo de silueta idiomorfa (Figuras III.6.5A y C). En ellos, los fenómenos de catodoluminiscencia se traducen en zonación, con luminosidad diferente, paralela a las caras de los cristales (Figuras III.6.5B y D). Esta tipología, adscrita al morfotipo 5, ya ha sido descrita en el residuo insoluble de las gravas carbonatadas sobre las que se ha desarrollado el perfil por lo que, en parte, su presencia en el suelo puede ser heredada. Aún así, su mayor frecuencia y el hecho de que se trate de granos de cuarzo con caras cristalinas muy perfectas (más aún que las observadas en los granos de cuarzo del residuo insoluble) y con pocas señales de alteración física o química, hace pensar que sea posible que condiciones edafoquímicas concretas hayan permitido el crecimiento de estos granos de cuarzo en el propio suelo.

En Márquez *et al.* (2009a) se presentó un avance de los resultados que aquí se han expuesto y discutido.



**Figura III.6.5.-** Imágenes BSE (A y C) y SEM-CL (B y D) de granos de cuarzo monocristalinos e idiomorfos de la arena fina ligera del horizonte BCk del perfil P1.

### III.6.2.2.- *Ranker* de Sierra Nevada (perfil P2)

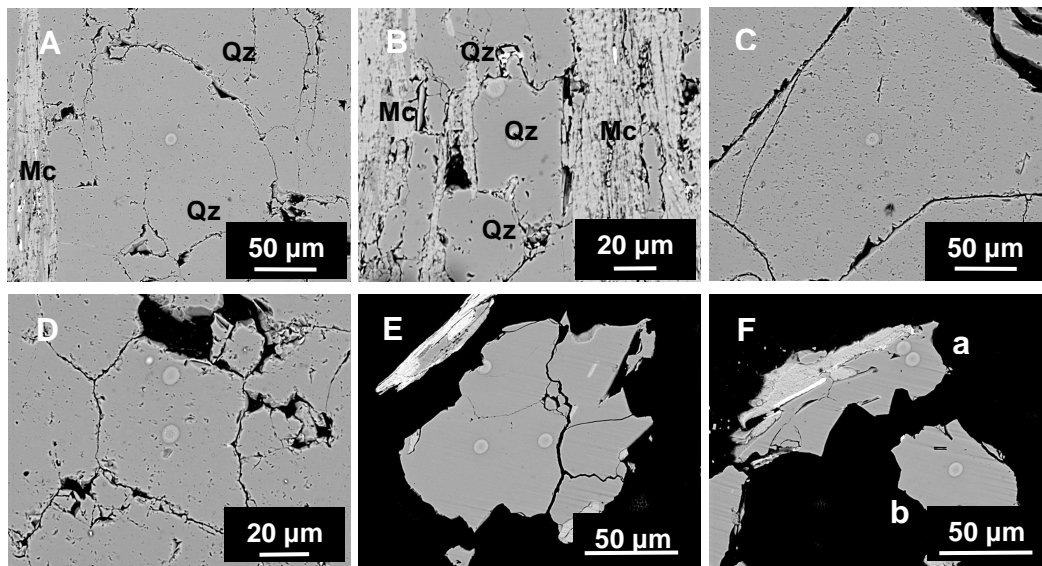
#### III.6.2.2.1.- *Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traza (EMPA)*

Los materiales originales sobre los que se ha desarrollado este perfil están formados por derrubios de ladera de micaesquistos y cuarcitas procedentes de los afloramientos rocosos circundantes (Peñones de San Francisco). Para realizar este estudio se han seleccionado dos muestras de roca *in situ* de dichos afloramientos rocosos, de las que se han analizado bandas ricas en cuarzo: una pertenece a un micaesquisto (Roca 1) y otra a una vena de cuarzo (Roca 2). Además, se han seleccionado varios granos de cuarzo en la fracción arena fina ligera de la tierra fina del horizonte AC de este perfil (Tabla III.6.1). Su naturaleza mineralógica ha sido previamente analizada con espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X.

Las bandas esquistosas de las Rocas consisten en masas de cuarzo formadas por grandes cristales de este mineral. Estas bandas, en la Roca 1, se encuentran intercaladas entre otras fases minerales, principalmente micas (Figuras III.6.6A y B).



Por su parte, los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte AC responden a tres morfotipos de estos granos minerales: 1) granos policristalinos con límites entre cristales irregulares y bordes de grano angulosos, posiblemente pertenecientes al morfotipo 6 (Figura III.6.6E); 2) granos policristalinos de pocos cristales, o monocristalinos con fisuras, con bordes de grano irregulares, pertenecientes al submorfotipo 2a (Figura III.6.6F(a)); y 3) granos monocristalinos con límites algo redondeados, adscritos al submorfotipo 2b (Figura III.6.6F(b)).



**Figura III.6.6.-** Imágenes BSE de los cuarzos del perfil P2. **A y B:** bandas ricas en cuarzo de la Roca 1; **C y D:** bandas ricas en cuarzo de la Roca 2; **E:** grano de cuarzo 2 de la arena fina ligera del horizonte AC; **F:** granos de arena 3 (a) y 4 (b) de la arena fina ligera del horizonte AC.

En todos los casos las manchas más claras de forma circular, con varios círculos concéntricos, corresponden a las zonas irradiadas y dañadas por la microsonda de electrones.

Abreviaturas.- Qz: cuarzo; Mc: mica.

La Roca 1 se caracteriza por tener bandas ricas en cuarzo en cuyas zonas centrales hay bajas concentraciones medias de elementos traza (Tabla III.6.4). Destacan por su abundancia en Fe, con un rango entre 19 ppm y 91 ppm (42 ppm de valor medio), Mn, cuyo rango oscila entre 12 ppm y 52 ppm (27 ppm de valor medio), Ca, con un rango entre 9 ppm y 25 ppm (19 ppm de valor medio) y K y Ti, con rangos de abundancia entre 2 ppm y 35 ppm y 1 ppm y 42 ppm, respectivamente (ambos con una concentración media de 13 ppm). El resto de elementos son minoritarios.

Las medidas realizadas en los límites de dichas bandas ricas en cuarzo (Tabla III.6.4) muestran valores superiores en la concentración de la mayoría de

los elementos analizados, destacando sobre todos la concentración de Mn, con un rango de valores entre 22 ppm y 1033 ppm (382 ppm en valor medio). Es posible que estos valores tan elevados para el Mn se deban a la presencia de inclusiones minerales que no han podido detectarse bajo el microscopio electrónico.

**Tabla III.6.4.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA), en bandas ricas en cuarzo analizadas en la Roca 1 (micasquistos) del perfil P2.

<b>Muestra</b>	<b>Al</b>	<b>K</b>	<b>Ca</b>	<b>Fe</b>	<b>Na</b>	<b>Mg</b>	<b>P</b>	<b>Ti</b>	<b>Mn</b>	<b>Cr</b>	<b>Ba</b>
<b>Medidas en el centro de las bandas ricas en cuarzo</b>											
Punto 1	6	13	14	19	6	0	4	0	0	0	0
Punto 2	11	0	9	25	2	1	0	1	0	16	1
Punto 3	9	6	21	0	1	0	0	0	12	10	0
Punto 4	8	2	24	38	10	0	0	22	48	10	0
Punto 5	11	23	25	91	0	2	8	42	52	0	0
Punto 6	10	35	21	76	0	0	16	11	52	15	0
<b>Rango</b>	<b>6-11</b>	<b>2-35</b>	<b>9-25</b>	<b>19-91</b>	<b>1-10</b>	<b>1-2</b>	<b>4-16</b>	<b>1-42</b>	<b>12-52</b>	<b>10-16</b>	<b>0-1</b>
<b>Media</b>	<b>9</b>	<b>13</b>	<b>19</b>	<b>42</b>	<b>3</b>	<b>1</b>	<b>5</b>	<b>13</b>	<b>27</b>	<b>9</b>	<b>0</b>
<b>d.s.</b>	<b>2</b>	<b>14</b>	<b>6</b>	<b>35</b>	<b>4</b>	<b>1</b>	<b>6</b>	<b>17</b>	<b>26</b>	<b>7</b>	<b>0</b>
<b>Medidas en el límite de las bandas ricas en cuarzo</b>											
Punto 1	65	51	49	98	1	4	11	1	1033	0	5
Punto 2	14	36	32	50	2	0	6	0	22	0	0
Punto 3	79	53	36	96	7	3	0	0	92	0	0
<b>Rango</b>	<b>14-79</b>	<b>36-53</b>	<b>32-49</b>	<b>50-98</b>	<b>1-7</b>	<b>3-4</b>	<b>6-11</b>	<b>0-1</b>	<b>22-1033</b>	<b>-</b>	<b>0-5</b>
<b>Media</b>	<b>53</b>	<b>47</b>	<b>39</b>	<b>81</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>6</b>	<b>&lt; 0,5</b>	<b>382</b>	<b>0</b>	<b>2</b>
<b>d.s.</b>	<b>34</b>	<b>9</b>	<b>9</b>	<b>27</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>6</b>	<b>1</b>	<b>565</b>	<b>0</b>	<b>3</b>

d.s.: desviación standard.

En la Roca 2, al igual que en el caso de la Roca 1, la concentración de elementos traza en las zonas centro de las bandas ricas en cuarzo se caracteriza por ser baja para todos los elementos analizados (Tabla III.6.5). Cabe destacar, sin embargo, el máximo relativo reconocido para el Fe, cuya concentración oscila entre 12 ppm y 228 ppm (91 ppm de valor medio).

Sin embargo, en la Roca 2 se han identificado menos elementos traza en los límites de las bandas ricas en cuarzo que en sus zonas centrales, aunque las concentraciones de los que aparecen son, en general, mayores (Tabla III.6.5).

Las concentraciones de elementos traza de los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte AC se muestran en la Tabla III.6.6.

La composición media de estos elementos en el centro de dichos granos de cuarzo muestra al Fe como componente mayoritario (185 ppm de valor medio), con un rango de valores entre 132 ppm y 207 ppm. Los siguientes elementos con mayor concentración media son Ca (39 ppm), Al (27 ppm) y K (20 ppm), mientras que el resto son minoritarios (Tabla III.6.6).

**Tabla III.6.5.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en bandas ricas en cuarzo analizadas en la Roca 2 (vena de cuarzo) del perfil P2.

Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de las bandas ricas en cuarzo</b>											
Punto 1	2	11	21	12	8	0	0	0	0	0	0
Punto 2	5	7	15	13	10	2	1	1	0	0	3
Punto 3	13	8	39	0	4	0	0	7	0	0	0
Punto 4	15	20	12	200	6	0	7	0	12	11	27
Punto 5	30	37	30	228	0	0	0	0	0	12	22
<b>Rango</b>	<b>2-30</b>	<b>7-37</b>	<b>12-39</b>	<b>12-228</b>	<b>4-10</b>	<b>0-2</b>	<b>1-7</b>	<b>1-7</b>		<b>11-12</b>	<b>3-27</b>
<b>Media</b>	<b>13</b>	<b>17</b>	<b>23</b>	<b>91</b>	<b>6</b>	<b>&lt; 0,5</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>10</b>
<b>d.s.</b>	<b>11</b>	<b>13</b>	<b>11</b>	<b>113</b>	<b>4</b>	<b>1</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>13</b>
<b>Medidas en el límite de las bandas ricas en cuarzo</b>											
Punto 1	11	11	26	15	0	0	0	0	0	0	0
Punto 2	11	12	21	190	2	0	0	13	0	4	31
Punto 3	90	34	20	197	1	0	0	0	0	0	70
<b>Rango</b>	<b>11-90</b>	<b>11-34</b>	<b>20-26</b>	<b>15-197</b>	<b>1-2</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>0-13</b>	<b>-</b>	<b>0-4</b>	<b>31-70</b>
<b>Media</b>	<b>37</b>	<b>19</b>	<b>22</b>	<b>134</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>4</b>	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>34</b>
<b>d.s.</b>	<b>46</b>	<b>13</b>	<b>3</b>	<b>103</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>8</b>	<b>0</b>	<b>2</b>	<b>35</b>

d.s.: desviación standard.

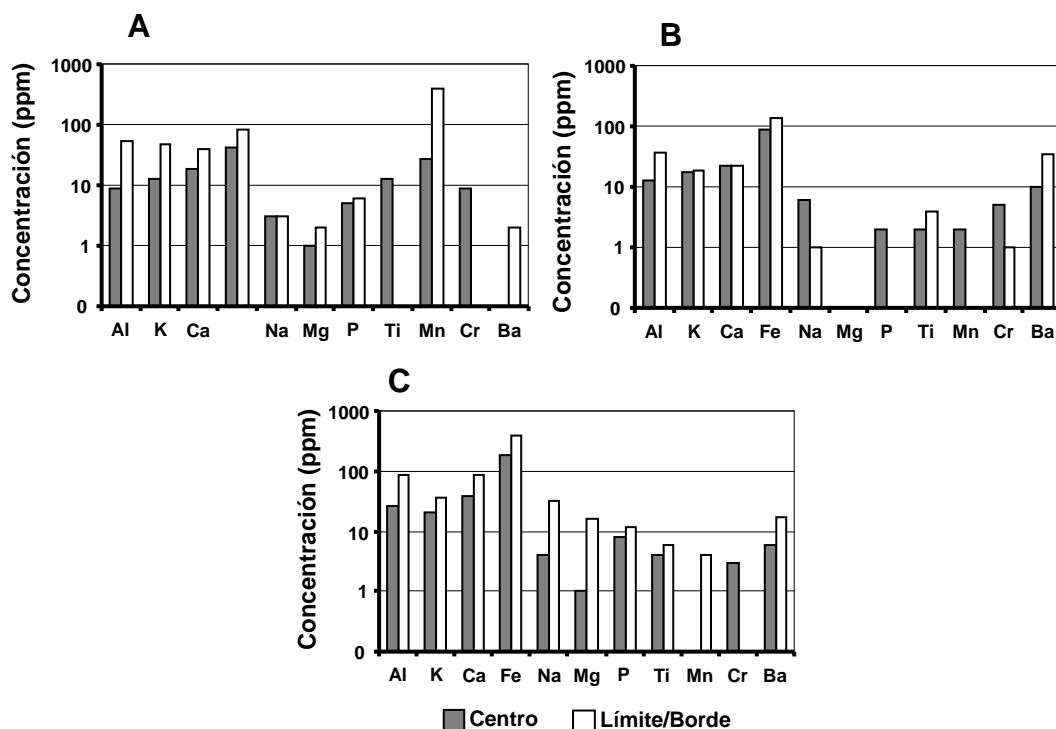
Por otra parte, la concentración de elementos traza en los bordes de dichos granos está dominada por Fe (Tabla III.6.6), con un rango de valores que oscila entre 108 ppm y 915 ppm (385 ppm en valor medio). Los siguientes elementos más abundantes, en valor medio, son Ca (88 ppm), Al (86 ppm) y K (37 ppm). Destacar el importante aumento en las concentraciones medias de Na, Mg, P y Ba (Tabla III.6.6).

**Tabla III.6.6.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en granos de cuarzo analizados en la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte AC del perfil P2.

Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	8	9	29	132	1	1	0	5	0	10	0
Grano 2	15	9	31	181	4	0	5	7	0	0	4
Grano 3a	14	21	24	201	9	0	3	0	0	4	0
Grano 3b	87	47	80	206	4	6	16	9	0	0	0
Grano 4	9	13	30	207	0	0	16	0	0	0	24
<b>Rango</b>	<b>8-87</b>	<b>9-47</b>	<b>24-80</b>	<b>132-207</b>	<b>1-9</b>	<b>1-6</b>	<b>3-16</b>	<b>5-9</b>	<b>-</b>	<b>4-10</b>	<b>4-24</b>
<b>Media</b>	<b>27</b>	<b>20</b>	<b>39</b>	<b>185</b>	<b>4</b>	<b>1</b>	<b>8</b>	<b>4</b>	<b>0</b>	<b>3</b>	<b>6</b>
<b>d.s.</b>	<b>34</b>	<b>16</b>	<b>23</b>	<b>32</b>	<b>4</b>	<b>3</b>	<b>8</b>	<b>4</b>	<b>0</b>	<b>4</b>	<b>10</b>
<b>Medidas en el borde de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	10	28	37	132	0	0	10	0	0	0	0
Grano 2a	237	63	193	915	93	48	25	0	12	0	15
Grano 2b	12	19	34	108	0	0	0	18	0	0	36
<b>Rango</b>	<b>10-237</b>	<b>19-63</b>	<b>34-193</b>	<b>108-915</b>	<b>0-93</b>	<b>0-48</b>	<b>10-25</b>	<b>0-18</b>	<b>0-12</b>	<b>-</b>	<b>15-36</b>
<b>Media</b>	<b>86</b>	<b>37</b>	<b>88</b>	<b>385</b>	<b>31</b>	<b>16</b>	<b>12</b>	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>0</b>	<b>17</b>
<b>d.s.</b>	<b>130</b>	<b>23</b>	<b>91</b>	<b>459</b>	<b>54</b>	<b>28</b>	<b>13</b>	<b>10</b>	<b>7</b>	<b>0</b>	<b>18</b>

d.s.: desviación standard.

De las rocas madre del perfil P2, las bandas ricas en cuarzo de la Roca 1 muestran, en general, una mayor concentración en elementos traza (Figura III.6.7). Ésta, es muy superior en el caso del Mn debido, seguramente, a la presencia de inclusiones minerales no detectadas bajo microscopía electrónica. Sin embargo, el Fe y el Ba muestran concentraciones mayores en las bandas ricas en cuarzo de la Roca 2 (Figura III.6.7).



**Figura III.6.7.-** Concentración media de elementos traza en el centro y límite/borde de las muestras estudiadas en el perfil P2. **A:** bandas ricas en cuarzo de la Roca 1; **B:** bandas ricas en cuarzo de la Roca 2; **C:** arena fina ligera de la tierra fina del horizonte AC.

Aunque estudios realizados por otros autores ponen de manifiesto que los cuarzos de origen metamórfico contienen menores concentraciones de elementos traza que aquellos de origen hidrotermal (Monecke, Kempe y Götze, 2002), es cierto que otros factores influyen en la presencia de dichos elementos en estas rocas. Así, el grado metamórfico sufrido es uno de ellos y, en este caso, el grado medio que caracteriza a la Roca 1 (micaesquisto) puede hacer que aumente la proporción de elementos traza en la estructura de sus cuarzos. Por su parte, las mayores concentraciones de Fe y Ba en las bandas ricas en cuarzo de la Roca 2 pueden deberse a un enriquecimiento, en estos elementos, de los fluidos a partir de los que ha podido precipitar dicha roca.

Los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte AC de este perfil muestran unas concentraciones de elementos traza, en general, mayores que las encontradas en la roca madre, siendo igualmente mayores en las zonas de borde en relación a los centros de los granos minerales (Figura III.6.7). De ellos, Fe y Al destacan sobre los demás.

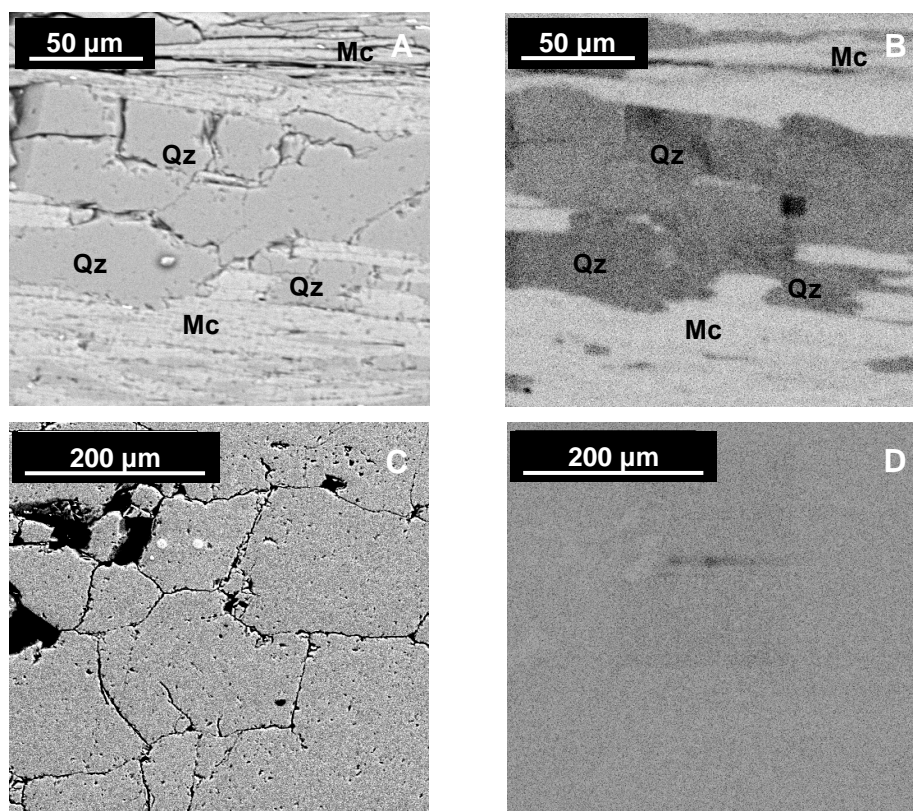
En este horizonte AC se ha reconocido una relativa actividad edafogenética, reflejada en las mayores cantidades de Fe y Al libres en la fracción tierra fina, respecto al resto de horizontes del perfil (Tabla III.4.2). La movilidad del Fe ya se ha descrito anteriormente en suelos de Sierra Nevada (Barahona, Delgado y Linares, 1982; Martín-García *et al.*, 2004) y se ha asociado a la acción de procesos hidrolíticos y de reducción estacional del Fe, con la consecuente precipitación en el suelo de formas de este elemento. En este horizonte este hecho queda demostrado por la mayor concentración de gohetita observada, principalmente en sus fracciones más finas (Tabla III.2.4). Fe y Al también se encuentran, en concentraciones importantes, en la solución del suelo de este horizonte (Tabla III.3.2). Dado que ésta constituye el medio de posible intercambio iónico en los granos de cuarzo, la concentración relativamente importante de los citados elementos puede ser la causa de su presencia en los granos de cuarzo estudiados. De esta manera se infiere una alteración de los granos de cuarzo en el medio edáfico que afecta incluso a las zonas más internas de los mismos.

#### III.6.2.2.2.- *Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)*

Las bandas ricas en cuarzo analizadas en las Rocas muestran luminiscencias muy homogéneas. En el caso de la Roca 1 la luminiscencia de las bandas de cuarzo son diferentes a las de las masas minerales que las rodean, siendo indicativo de una naturaleza mineralógica distinta, principalmente micácea (Figuras III.6.8A y B).

De igual forma, los granos de cuarzo de las tipologías más frecuentes reconocidas en la arena fina ligera del horizonte AC muestran intensidades de luminiscencia muy homogéneas (Figura III.6.9). Sólo en los límites entre cristales de granos policristalinos, al igual que en las fisuras de los granos minerales que las presentan, se aprecian diferentes intensidades de luminiscencia (Figura III.6.9). Dichas zonas pueden beneficiar el depósito de fases minerales distintas al cuarzo, siendo el origen de las diferencias observadas en las intensidades de los fenómenos de catodoluminiscencia. También, pueden actuar como zonas

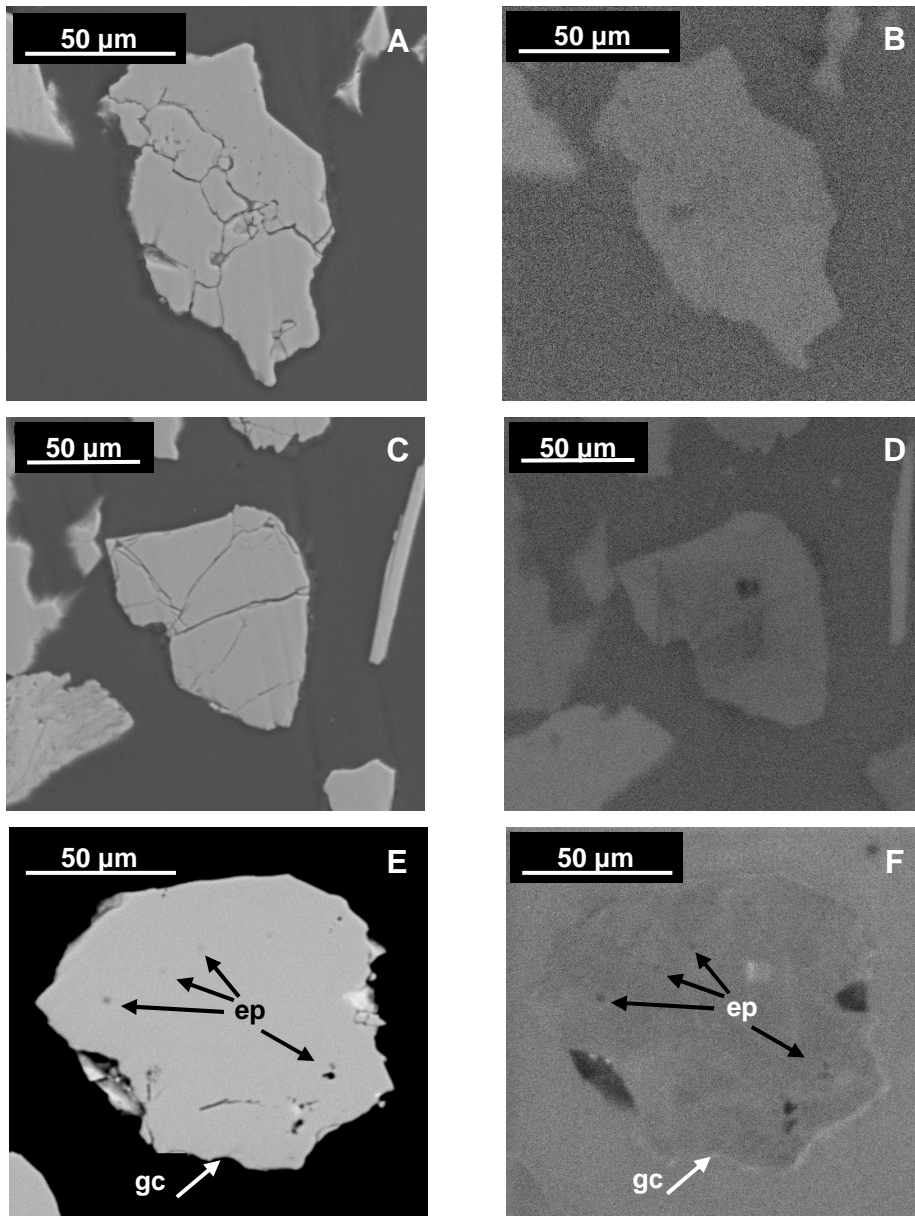
favorables para la circulación de fluidos y, por lo tanto, proclives a ser sometidas a procesos de disolución e intercambio iónico.



**Figura III.6.8.-** Imágenes BSE y SEM-CL de las bandas ricas en cuarzo de las Rocas madre del perfil P2. **A:** imagen BSE de la Roca 1 (micaesquisto); **B:** imagen SEM-CL de la Roca 1 (micaesquisto); **C:** imagen BSE de la Roca 2 (vena de cuarzo); **D:** imagen SEM-CL de la Roca 2 (vena de cuarzo).

Abreviaturas.- Qz: bandas de cuarzo; Mc: mica.

En algunos casos se han identificado patrones de luminiscencia parcheados en granos de cuarzo monocristalinos. Éstos, a su vez, se caracterizan por presentar numerosas evidencias de alteración superficial representadas por relieves de grano irregulares y redondeados, presencia de golfos de corrosión e incluso zonas puntuales de ataque químico (Figuras III.6.9E y F). Deben ser el resultado de importantes procesos de alteración en el medio edáfico que afectan incluso a las partes más internas de los granos de cuarzo, hecho que, a su vez, se ha puesto de manifiesto en el estudio EMPA llevado a cabo.



**Figura III.6.9.-** Imágenes BSE y SEM-CL de los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte AC del perfil P2. **A:** imagen BSE de un grano de cuarzo policristalino; **B:** imagen SEM-CL del grano anterior; **C:** imagen BSE de un grano de cuarzo con fisuras; **D:** imagen SEM-CL del grano anterior; **E:** imagen BSE de un grano de cuarzo monocrystalino con bordes redondeados; **F:** imagen SEM-CL del grano anterior. Abreviaturas.- ep: etch-pits; gc: golfo de corrosión.

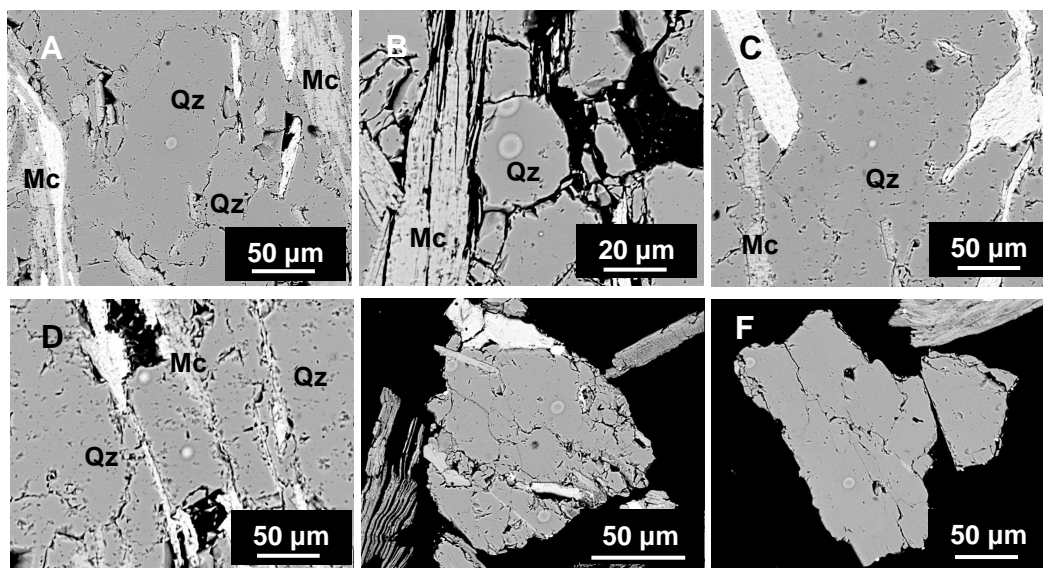
### III.6.2.3.- Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas de Sierra Nevada (perfil SR2)

#### III.6.2.3.1.- Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traza (EMPA)

Igual que en el caso del perfil P2, el perfil SR2 se ha desarrollado sobre derrubios de micaesquistos y cuarcitas procedentes de la erosión de los relieves

adyacentes al mismo. Han sido dos las muestras seleccionadas en dichos afloramientos (Roca 1: micaesquistos; Roca 2: vena de cuarzo), en las que se ha analizado la concentración de elementos traza en el centro y límites de las bandas ricas en cuarzo que las constituyen. Igualmente se han seleccionado granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del horizonte Bt de este perfil, analizando la concentración de elementos traza en el centro y borde de los mismos. La naturaleza mineralógica de las muestras estudiadas ha sido previamente comprobada con EDX.

Las bandas ricas en cuarzo en estas rocas, en ocasiones intercaladas con otras fases minerales, son similares a las descritas en las rocas del perfil P2, aunque con cristales que a veces muestran tamaños más heterogéneos (Figuras III.6.10A-D).



**Figura III.6.10.-** Imágenes BSE de los cuarzoes del perfil SR2. **A y B:** bandas ricas en cuarzo de la Roca 1; **C y D:** bandas ricas en cuarzo de la Roca 2; **E:** grano de cuarzo 1 de la arena fina ligera del horizonte Bt; **F:** grano de cuarzo 4 de la arena fina ligera del horizonte Bt.

En todos los casos las manchas más claras de forma circular, con varios círculos concéntricos, corresponden a las zonas irradiadas y dañadas por la microsonda de electrones.

Abreviaturas.- Qz: cuarzo; Mc: mica.

Por su parte, los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Bt están representados, mayoritariamente, por dos tipos de granos de cuarzo: 1) granos policristalinos, con cierta alteración superficial (morfotipo 4) y 2) granos monocristalinos, o policristalinos de pocos cristales, con una moderada alteración superficial (submorfotipo 2b), representada, principalmente, por fracturación. Por lo general se trata de granos minerales con contornos irregulares, poco redondeados y en algunos casos muy fisurados. Los granos



policristalinos muestran abundantes zonas de límite entre cristales en las que se reconocen depósitos de especies minerales distintas al cuarzo (Figuras III.6.10E y F).

La Roca 1 muestra bajas concentraciones medias de elementos traza en las zonas centrales de las bandas ricas en cuarzo que la componen (Tabla III.6.7). Cabe destacar la elevada concentración de Fe, con un rango que oscila entre 117 ppm y 370 ppm (243 ppm en valor medio). Los siguientes elementos más abundantes son K y Ca, ambos con un valor medio de 14 ppm, y Cr, con un valor medio de 10 ppm (Tabla III.6.7).

Las medidas realizadas en el límite de dichas bandas muestran concentraciones relativamente bajas para la mayoría de los elementos traza aunque, en general, mayores que las medidas de centro (Tabla III.6.7). Destaca por su abundancia el Fe, con valores entre 229 ppm y 659 ppm (403 ppm en valor medio). Los siguientes más abundantes son K, Al y Ca, con valores medios igual o cercanos a 25 ppm (Tabla III.6.7).

**Tabla III.6.7.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en Roca 1 del perfil SR2.

Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de las bandas ricas en cuarzo</b>											
Punto 1	4	14	39	370	4	0	0	0	0	8	0
Punto 2	3	8	18	356	2	0	4	1	0	8	0
Punto 3	17	38	9	321	0	0	0	15	0	0	0
Punto 4	3	0	0	117	0	0	0	15	5	8	0
Punto 5	0	7	9	132	9	0	18	6	0	18	13
Punto 6	2	14	10	163	4	0	0	0	0	17	0
<b>Rango</b>	<b>2-17</b>	<b>7-38</b>	<b>9-39</b>	<b>117-370</b>	<b>2-9</b>	<b>-</b>	<b>4-18</b>	<b>1-15</b>	<b>0-5</b>	<b>8-18</b>	<b>0-13</b>
<b>Media</b>	<b>5</b>	<b>14</b>	<b>14</b>	<b>243</b>	<b>3</b>	<b>0</b>	<b>4</b>	<b>6</b>	<b>1</b>	<b>10</b>	<b>2</b>
<b>d.s.</b>	<b>6</b>	<b>13</b>	<b>13</b>	<b>118</b>	<b>3</b>	<b>0</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>2</b>	<b>7</b>	<b>5</b>
<b>Medidas en el límite de las bandas ricas en cuarzo</b>											
Punto 1	4	7	23	229	0	0	12	3	16	0	23
Punto 2	2	17	28	321	8	2	0	14	0	0	3
Punto 3	71	56	24	659	8	4	12	1	3	15	0
<b>Rango</b>	<b>2-71</b>	<b>7-56</b>	<b>23-28</b>	<b>229-659</b>	<b>0-8</b>	<b>2-4</b>	<b>0-12</b>	<b>1-14</b>	<b>3-16</b>	<b>0-15</b>	<b>3-23</b>
<b>Media</b>	<b>26</b>	<b>27</b>	<b>25</b>	<b>403</b>	<b>5</b>	<b>2</b>	<b>8</b>	<b>6</b>	<b>6</b>	<b>5</b>	<b>9</b>
<b>d.s.</b>	<b>39</b>	<b>26</b>	<b>3</b>	<b>226</b>	<b>5</b>	<b>2</b>	<b>7</b>	<b>7</b>	<b>9</b>	<b>9</b>	<b>13</b>

d.s.: desviación standard.

Las bandas ricas en cuarzo de la Roca 2 muestran una mayor concentración media de elementos traza en sus zonas centrales (Tabla III.6.8), en comparación a las reconocidas en la Roca 1. En este sentido, cabe destacar la concentración del Fe, con un rango de valores entre 9 ppm y 2077 ppm (680 ppm en valor medio), y la del Ti, con concentraciones entre 2 ppm y 518 ppm (115 ppm en valor medio) (Tabla III.6.8).

Por su parte, los límites de estas bandas muestran concentraciones medias relativamente elevadas para la mayoría de los elementos traza analizados (Tabla III.6.8).

**Tabla III.6.8.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en Roca 2 del perfil SR2.

Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de las bandas ricas en cuarzo</b>											
Punto 1	4	1	35	380	7	3	0	2	0	13	6
Punto 2	0	2	23	9	10	0	3	0	14	0	0
Punto 3	14	14	16	319	5	1	0	49	29	0	0
Punto 4	81	54	23	2077	9	17	0	518	10	0	0
Punto 5	8	17	30	614	0	0	9	7	17	4	30
<b>Rango</b>	<b>4-81</b>	<b>1-54</b>	<b>16-35</b>	<b>9-2077</b>	<b>5-10</b>	<b>1-17</b>	<b>3-9</b>	<b>2-518</b>	<b>10-29</b>	<b>4-13</b>	<b>6-30</b>
<b>Media</b>	<b>21</b>	<b>18</b>	<b>25</b>	<b>680</b>	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>115</b>	<b>14</b>	<b>3</b>	<b>7</b>
<b>d.s.</b>	<b>34</b>	<b>22</b>	<b>7</b>	<b>810</b>	<b>4</b>	<b>7</b>	<b>4</b>	<b>226</b>	<b>11</b>	<b>6</b>	<b>13</b>
<b>Medidas en el límite de las bandas ricas en cuarzo</b>											
Punto 1	14	15	31	309	0	3	4	33	0	1	11
Punto 2	211	105	56	2568	98	37	0	64	6	0	18
Punto 3	170	54	39	1018	0	29	0	0	6	0	0
<b>Rango</b>	<b>14-211</b>	<b>15-105</b>	<b>31-56</b>	<b>309-2568</b>	<b>0-98</b>	<b>3-37</b>	<b>0-4</b>	<b>33-64</b>	<b>0-6</b>	<b>0-1</b>	<b>11-18</b>
<b>Media</b>	<b>132</b>	<b>58</b>	<b>42</b>	<b>1298</b>	<b>33</b>	<b>23</b>	<b>1</b>	<b>32</b>	<b>4</b>	<b>&lt; 0,5</b>	<b>10</b>
<b>d.s.</b>	<b>104</b>	<b>45</b>	<b>13</b>	<b>1155</b>	<b>57</b>	<b>18</b>	<b>2</b>	<b>32</b>	<b>3</b>	<b>1</b>	<b>9</b>

d.s.: desviación standard.

El Fe vuelve a ser el elemento más abundante, con un rango de valores entre 309 ppm y 2568 ppm (1298 ppm en valor medio). Los siguientes más abundantes, en valores medios, son Al (132 ppm), K (58 ppm), Ca (42 ppm), Na (33 ppm), Ti (32 ppm) y Mg (23 ppm) (Tabla III.6.8).

En el caso de los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Bt de este perfil, las concentraciones de elementos traza en el centro de los mismos son relativamente bajas, destacando el Fe (valores entre 58 ppm y 326 ppm) y el Ca (valores entre 22 ppm y 31 ppm) como elementos mayoritarios (Tabla III.6.9).

En el borde de estos granos de cuarzo la composición de elementos traza está claramente dominada por Al, con valores que oscilan entre 13 ppm y 2808 ppm (1013 ppm en valor medio). Le siguen Fe (419 ppm), K (363 ppm) y Ca (166 ppm) y finalmente, Na (57 ppm), Mg (44 ppm), Ti (19 ppm) y P (15 ppm). El resto, son minoritarios (Tabla III.6.9).

Las Rocas madre del perfil SR2 muestran una concentración de elementos traza con una distribución homogénea en la que no se reconocen grandes diferencias entre el centro y los límites de las bandas ricas en cuarzo. Aún así, la concentración de elementos traza es algo mayor en las zonas límite respecto a las zonas centrales (Figura III.6.11). Como excepción, cabe destacar

el caso del Cr en la Roca 1, y del P, Ti, Mn y Cr en la Roca 2, cuyas concentraciones medias son mayores en las zonas centro de dichas bandas ricas en cuarzo (Figura III.6.11B). Al igual que para las Rocas madre del perfil P2, esta concentración de elementos traza es superior a la esperada para materiales metamórficos (por ejemplo  $Al \leq 30$  ppm;  $K \leq 35$  ppm; según Monecke, Kempe y Götze, 2002) por lo que cabe esperar que se deba a la presencia de microinclusiones no detectadas a la escala de observación.

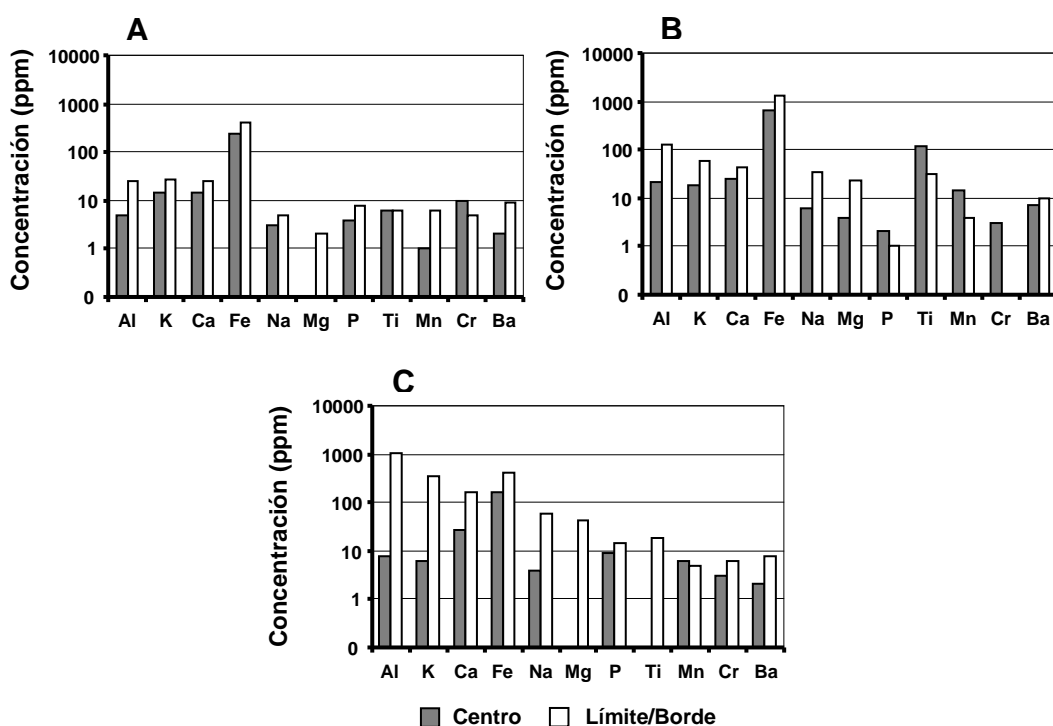
**Tabla III.6.9.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en granos de cuarzo analizados en la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte Bt del perfil SR2.

Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	9	0	31	233	6	0	14	0	14	8	0
Grano 2	11	7	29	133	2	1	0	2	0	0	8
Grano 3	0	16	26	58	0	0	0	0	0	1	0
Grano 4	7	2	22	76	0	0	17	0	10	7	0
Grano 5	11	7	31	326	11	0	14	0	7	0	0
<b>Rango</b>	<b>7-11</b>	<b>2-16</b>	<b>22-31</b>	<b>58-326</b>	<b>2-11</b>	<b>0-1</b>	<b>14-17</b>	<b>0-2</b>	<b>7-14</b>	<b>1-8</b>	<b>0-8</b>
<b>Media</b>	<b>8</b>	<b>6</b>	<b>28</b>	<b>165</b>	<b>4</b>	<b>&lt; 0,5</b>	<b>9</b>	<b>&lt; 0,5</b>	<b>6</b>	<b>3</b>	<b>2</b>
<b>d.s.</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>113</b>	<b>5</b>		<b>8</b>	<b>1</b>	<b>6</b>	<b>4</b>	<b>4</b>
<b>Medidas en el borde de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1a	44	32	51	516	3	1	0	14	13	0	0
Grano 1b	886	307	104	285	43	40	1	9	19	15	0
Grano 2	479	83	392	850	82	58	23	4	0	11	0
Grano 3	13	6	25	23	11	7	28	1	0	0	5
Grano 4	1845	579	175	361	102	67	31	51	0	0	37
Grano 5	2808	1172	246	479	103	91	9	35	0	7	6
<b>Rango</b>	<b>13-2808</b>	<b>6-1172</b>	<b>25-392</b>	<b>23-850</b>	<b>3-103</b>	<b>1-91</b>	<b>1-31</b>	<b>1-51</b>	<b>13-19</b>	<b>7-15</b>	<b>5-37</b>
<b>Media</b>	<b>1013</b>	<b>363</b>	<b>166</b>	<b>419</b>	<b>57</b>	<b>44</b>	<b>15</b>	<b>19</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>8</b>
<b>d.s.</b>	<b>1109</b>	<b>452</b>	<b>137</b>	<b>275</b>	<b>45</b>	<b>35</b>	<b>14</b>	<b>20</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>14</b>

d.s.: desviación standard.

En cualquier caso, la Roca 2 del perfil SR2 muestra una mayor concentración media en elementos traza con respecto a la Roca 1 (Figura III.6.11). Esta roca pertenece a una vena de cuarzo, incluida dentro de los micaesquistos de los afloramientos cercanos al perfil SR2, donde se favorece la circulación de fluidos, tanto durante la formación de dichas venas como en momentos postcinemáticos, y por lo tanto el posible intercambio iónico entre el cuarzo de las Rocas y dichos fluidos (Monecke, Kempe y Götze, 2002; Allan y Yardley, 2007). Esta situación también puede explicar el hecho de que las zonas límite de las bandas ricas en cuarzo de la Roca 2 presenten mayor contenido en elementos traza que sus zonas más internas, al ser las que están en contacto más directo con los fluidos del medio.

Por su parte, los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Bt se caracterizan por bajas concentraciones medias de elementos traza en sus zonas de centro, llegando incluso a no reconocerse elementos como Mg y Ti (Figura III.6.11C). Sin embargo, dichas concentraciones en los bordes de los granos sí son significativas y, en general, mayores que las que muestran las Rocas madre. En este sentido, cabe destacar la excepción del Fe, cuya concentración media, tanto en las zonas centro como en las zonas de borde, es superior en la Roca 2 (Figura III.6.11B).



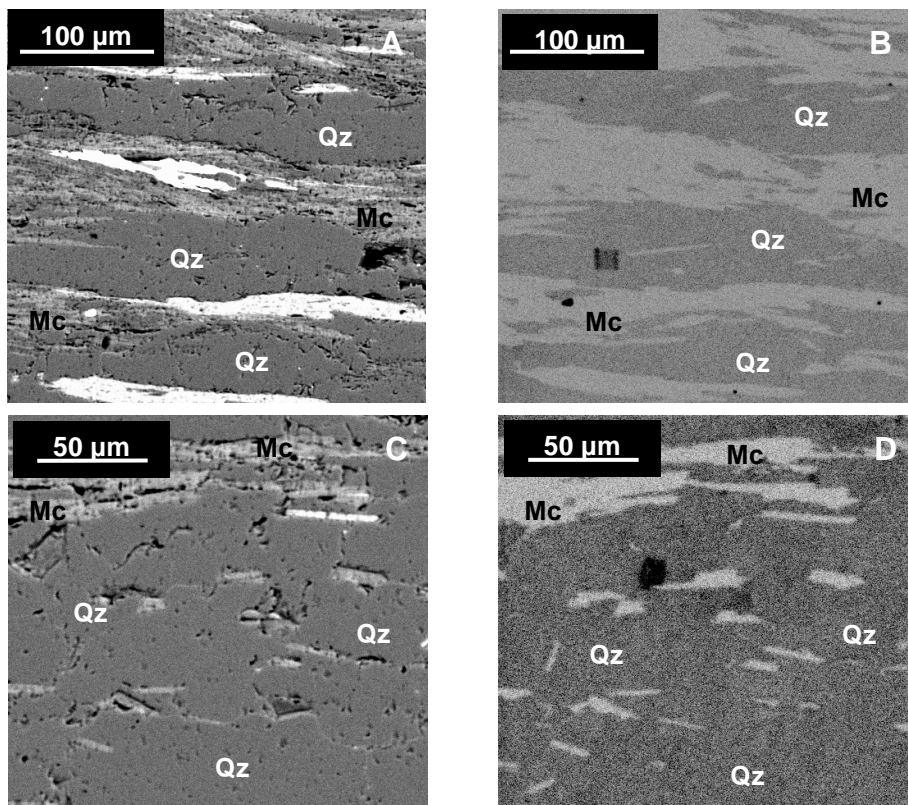
**Figura III.6.11.-** Concentración media de elementos traza en el centro y límite/borde de las muestras estudiadas en el perfil SR2. **A:** bandas ricas en cuarzo de la Roca 1; **B:** bandas ricas en cuarzo de la Roca 2; **C:** arena fina ligera de la tierra fina del horizonte Bt.

El horizonte de alteración Bt contiene arcillas de iluviación que generan revestimientos sobre los granos minerales. Estos depósitos pueden influir en las mayores concentraciones de elementos traza reconocidas en los bordes de los granos de cuarzo, respecto a sus centros (Figura III.6.11C). Aún así, puede ser que estos depósitos, tanto en la superficie como entre las fisuras reconocidas en los granos de cuarzo, sean los que aporten al medio los elementos necesarios para que, bajo determinadas condiciones geoquímicas, el cuarzo pueda incluirlos dentro de su estructura cristalina. En este sentido, los granos de cuarzo más representativos de este horizonte, pertenecientes al morfotipo 4 y submorfotipo

2b (Tabla III.5.4), muestran una evidente disolución areal. Los mismos procesos de iluviación de este horizonte pueden favorecer la meteorización superficial de los granos minerales, permitiendo la entrada de elementos distintos al Si y O en la red cristalina del cuarzo.

#### III.6.2.3.2.- Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)

Las Rocas sobre las que se ha desarrollado este perfil muestran bandas ricas en cuarzo con intensidades de catodoluminiscencia muy homogéneas (Figuras III.6.12B y D). Las diferencias observadas corresponden a alternancia con fases minerales distintas, principalmente micas, que son mayores en la Roca 1 dada su naturaleza (micaesquisto).

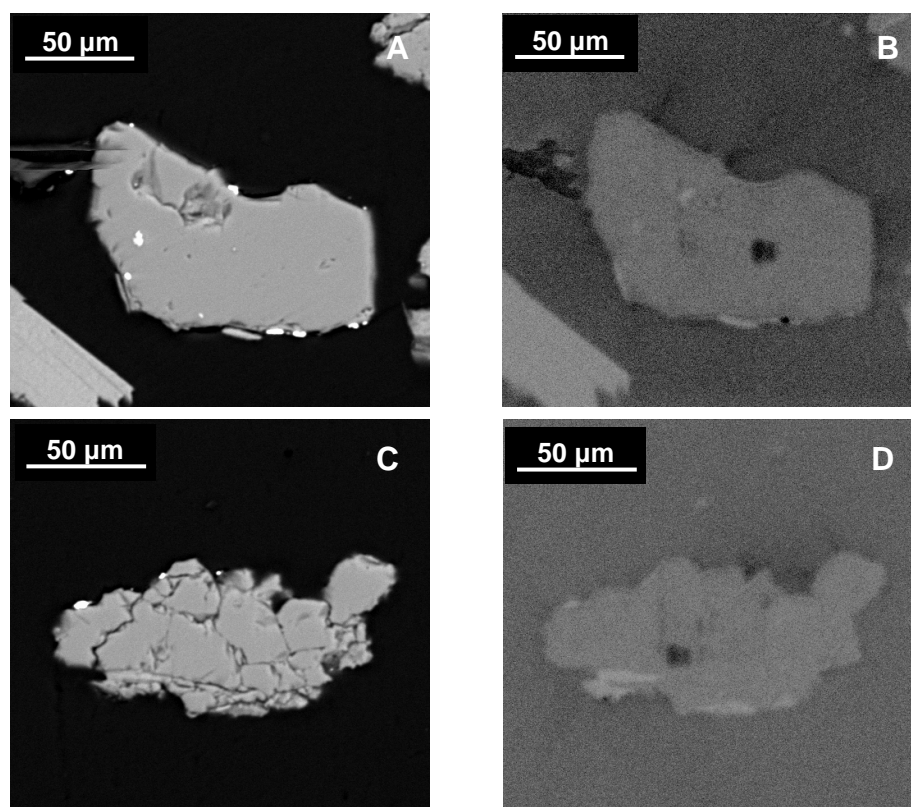


**Figura III.6.12.-** Imágenes BSE y SEM-CL de las bandas ricas en cuarzo de las Rocas madre del perfil SR2. **A:** imagen BSE de la Roca 1 (micaesquisto); **B:** imagen SEM-CL de la Roca 1 (micaesquisto); **C:** imagen BSE de la Roca 2 (vena de cuarzo); **D:** imagen SEM-CL de la Roca 2 (vena de cuarzo).  
Abreviaturas.- Qz: bandas de cuarzo; Mc: mica.

Los granos de cuarzo más comunes en la arena fina ligera del horizonte Bt son granos policristalinos, con numerosas zonas de unión entre cristales y cierta alteración superficial (morfotipo 4), y granos monocristalinos, o

policristalinos de pocos cristales, procedentes de la fragmentación de granos mayores y con una moderada alteración superficial (submorfotipo 2b).

Las luminiscencias que presentan no muestran variación de intensidad, salvo cuando se reconocen inclusiones sólidas o depósitos en la superficie de los granos de cuarzo (Figuras III.6.13B y D). Esta homogeneidad pone de manifiesto que no existen variaciones significativas de la composición de los granos minerales en distintas zonas de los mismos.



**Figura III.6.13.-** Imágenes BSE y SEM-CL de los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil SR2. **A:** imagen BSE de un grano de cuarzo monocristalino; **B:** imagen SEM-CL del grano anterior; **C:** imagen BSE de un grano de cuarzo policristalino; **D:** imagen SEM-CL del grano anterior.

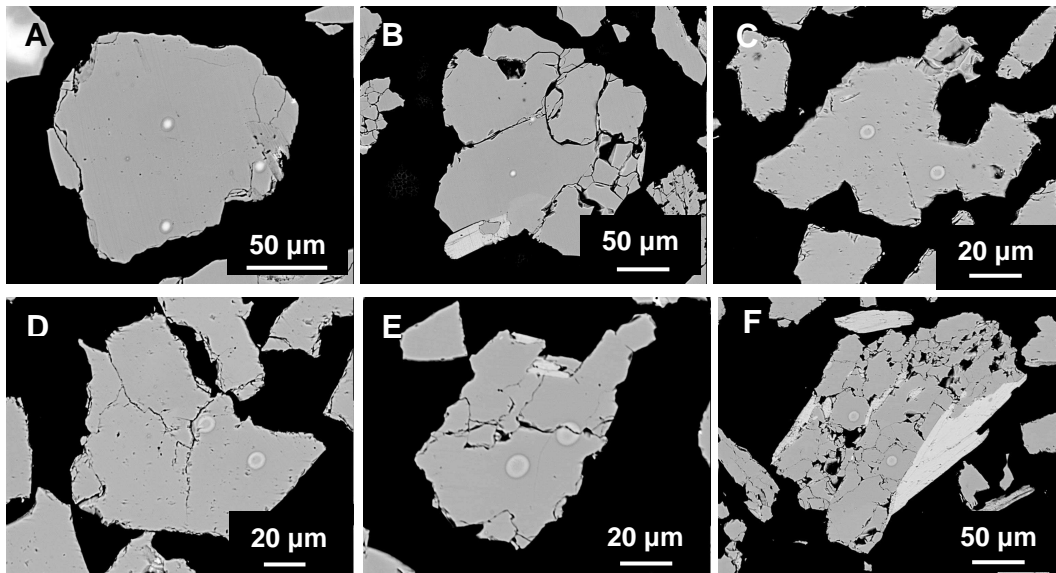
#### III.6.2.4.- *Suelo Rojo sobre conglomerados del Llano de la Perdiz (perfil P3)*

##### III.6.2.4.1.- *Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traza (EMPA)*

El perfil P3 se ha desarrollado sobre sedimentos detríticos heterométricos de la Formación Alhambra, de los que se ha seleccionado la fracción arena fina ligera para analizar el contenido en elementos traza de los granos de cuarzo que contiene. Esta misma fracción granulométrica ha sido elegida para analizar el cuarzo en dos de los horizontes de mayor evolución de este perfil: Bt y BCtg. En todos los casos se ha realizado el análisis EMPA en las zonas centrales y en las

de borde de los granos minerales, seleccionando aquellos que representan las morfologías más representativas tanto del sedimento original como de los horizontes del perfil.

La arena fina ligera del sedimento original está representada mayoritariamente por dos tipos de granos de cuarzo: 1) granos monocristalinos con algunas zonas de fisuras y bordes irregulares y muy redondeados, adscritos al submorfofoto 2b (Figura III.6.14A) y 2) granos policristalinos constituidos mayoritariamente por cristales de cuarzo (comprobado mediante análisis EDX), con límites entre cristales y bordes de grano muy redondeados, pertenecientes al morfotipo 4 (Figura III.6.14B).



**Figura III.6.14.-** Imágenes BSE de los granos de cuarzo del perfil P3. **A:** grano de cuarzo 2 del sedimento original; **B:** grano de cuarzo 5 del sedimento original; **C:** grano de cuarzo 1 del horizonte Bt; **D:** grano de cuarzo 4 del horizonte Bt; **E:** grano de cuarzo 2 del horizonte BCtg; **F:** grano de cuarzo 4 del horizonte BCtg.

En todos los casos las manchas más claras de forma circular, con varios círculos concéntricos, corresponden a las zonas irradiadas y dañadas por la microsonda de electrones.

En el horizonte Bt los granos de cuarzo más característicos, y los seleccionados para este estudio, son: 1) granos monocristalinos, o policristalinos de pocos cristales, con límites de grano muy irregulares que, en algunos casos, muestran formas similares a golfos de corrosión (pertenecen al submorfofoto 2b) (Figura III.6.14C) y 2) granos policristalinos con límites principalmente angulosos, aunque a veces puedan tener superficies alteradas (pertenecen al morfotipo 6) (Figura III.6.14D).

En el horizonte BCtg los granos de cuarzo más característicos son: 1) granos monocristalinos, o policristalinos de pocos cristales, con bordes de grano muy irregulares, pertenecientes al submorfofoto 2c (Figura III.6.14E) y 2) granos policristalinos de muchos cristales, algo alterados, pertenecientes al morfofoto 4 (Figura III.6.14F). Éstos, presentan numerosas zonas de contacto, sinuosas e irregulares, entre cristales, a veces con depósitos de fases minerales diferentes al cuarzo (Figura III.6.14E).

El análisis con EMPA de estos granos de cuarzo, pone de manifiesto bajas concentraciones medias de elementos traza en el centro de los mismos (Tabla III.6.10). Destacan Fe, con un rango de valores entre 30 ppm y 168 ppm, y Ca, con valores entre 42 ppm y 150 ppm (ambos con 86 ppm en valor medio). Los siguientes elementos más abundantes, en valores medios, son K (19 ppm) y Al (16 ppm) (Tabla III.6.10).

**Tabla III.6.10.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en granos de cuarzo del sedimento original del perfil P3.

Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	10	12	91	104	0	1	0	9	0	0	0
Grano 2	21	28	60	30	0	3	0	0	5	17	0
Grano 3	16	23	150	168	1	0	0	0	13	0	7
Grano 4	17	14	42	41	0	0	0	14	2	11	0
<b>Rango</b>	<b>10-21</b>	<b>12-28</b>	<b>42-150</b>	<b>30-168</b>	<b>0-1</b>	<b>1-3</b>	<b>-</b>	<b>9-14</b>	<b>2-13</b>	<b>11-17</b>	<b>0-7</b>
<b>Media</b>	<b>16</b>	<b>19</b>	<b>86</b>	<b>86</b>	<b>&lt; 0,5</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>6</b>	<b>5</b>	<b>7</b>	<b>2</b>
<b>d.s.</b>	<b>5</b>	<b>8</b>	<b>47</b>	<b>64</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>0</b>	<b>7</b>	<b>6</b>	<b>8</b>	<b>4</b>
<b>Medidas en el borde de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1a	15	6	147	206	0	11	21	3	0	0	6
Grano 1b	13	3	101	59	2	1	12	12	0	0	0
Grano 2a	60	13	67	49	5	6	0	0	0	26	0
Grano 2b	313	37	65	90	14	5	0	0	0	0	0
Grano 3a	27	17	66	81	6	0	2	0	0	7	2
Grano 3b	13	6	60	28	0	0	0	6	0	10	18
Grano 4	171	116	320	114	185	67	11	5	28	0	0
<b>Rango</b>	<b>13-313</b>	<b>3-116</b>	<b>60-320</b>	<b>28-206</b>	<b>2-185</b>	<b>1-67</b>	<b>2-21</b>	<b>3-12</b>	<b>0-28</b>	<b>7-26</b>	<b>2-18</b>
<b>Media</b>	<b>87</b>	<b>28</b>	<b>118</b>	<b>90</b>	<b>30</b>	<b>13</b>	<b>7</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>6</b>	<b>4</b>
<b>d.s.</b>	<b>114</b>	<b>40</b>	<b>94</b>	<b>59</b>	<b>68</b>	<b>24</b>	<b>8</b>	<b>4</b>	<b>11</b>	<b>10</b>	<b>7</b>

d.s.: desviación standard.

En el borde de los granos se aprecia un aumento en la concentración media de la mayoría de los elementos traza (Tabla III.6.10). Ca, con un rango de valores entre 60 ppm y 320 ppm (118 ppm en valor medio), es el elemento dominante, seguido de Fe (90 ppm en valor medio) y Al (87 ppm en valor medio). Na (30 ppm), K (28 ppm) y Mg (13 ppm) son los siguientes más abundantes, mientras que el resto, son minoritarios (Tabla III.6.10).



En el horizonte Bt, los granos de cuarzo muestran en sus centros contenidos de elementos traza relativamente bajos (Tabla III.6.11). Sólo destaca la concentración del Fe sobre el resto de elementos, con valores que oscilan entre 50 ppm y 87 ppm (73 ppm en valor medio) (Tabla III.6.11).

**Tabla III.6.11.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en granos de cuarzo analizados en la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte Bt del perfil P3.

Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	10	12	17	70	15	0	1	13	9	0	17
Grano 2	7	15	18	87	0	0	0	9	0	3	0
Grano 3	10	12	2	83	3	0	0	2	9	0	12
Grano 4	10	10	14	50	6	0	0	17	0	0	0
<b>Rango</b>	<b>7-10</b>	<b>10-15</b>	<b>2-18</b>	<b>50-87</b>	<b>3-15</b>	<b>-</b>	<b>0-1</b>	<b>2-17</b>	<b>0-9</b>	<b>0-3</b>	<b>12-17</b>
<b>Media</b>	<b>9</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>73</b>	<b>6</b>	<b>0</b>	<b>&lt; 0,5</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>1</b>	<b>7</b>
<b>d.s.</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>7</b>	<b>17</b>	<b>6</b>	<b>0</b>	<b>1</b>	<b>6</b>	<b>5</b>	<b>2</b>	<b>9</b>
<b>Medidas en el borde de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	10	14	19	38	13	0	6	1	0	8	0
Grano 2	1210	259	278	1547	123	60	26	34	0	4	0
Grano 4	11	9	16	64	6	0	4	0	5	8	0
<b>Rango</b>	<b>10-1210</b>	<b>9-259</b>	<b>16-278</b>	<b>38-1547</b>	<b>6-123</b>	<b>0-60</b>	<b>4-26</b>	<b>1-34</b>	<b>0-5</b>	<b>4-8</b>	<b>-</b>
<b>Media</b>	<b>410</b>	<b>94</b>	<b>104</b>	<b>550</b>	<b>47</b>	<b>20</b>	<b>12</b>	<b>12</b>	<b>2</b>	<b>7</b>	<b>0</b>
<b>d.s.</b>	<b>693</b>	<b>143</b>	<b>150</b>	<b>864</b>	<b>66</b>	<b>35</b>	<b>12</b>	<b>19</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>0</b>

d.s.: desviación standard.

En el borde de los granos minerales la concentración de elementos traza aumenta relativamente (Tabla III.6.11). El elemento dominante es el Fe, con valores entre 38 ppm y 1547 ppm (550 ppm en valor medio), seguido muy de cerca por Al, con un rango de valores entre 10 ppm y 1210 ppm (410 ppm en valor medio). Ca (104 ppm), K (94 ppm) y Na (47 ppm) son los siguientes en abundancia, mientras que el resto son minoritarios (Tabla III.6.11).

Una distribución de elementos traza similar a la de los granos de cuarzo del horizonte Bt se observa en los granos minerales del horizonte BCtg, aunque en este caso las concentraciones de centro son algo mayores que en el horizonte Bt (Tabla III.6.12). El Fe, con un rango de valores entre 48 ppm y 218 ppm (103 ppm en valor medio), domina la composición de elementos traza del centro de los granos de cuarzo. Con valores medios próximos entre sí, K (23 ppm), Ca (19 ppm), Al (14 ppm) y Na (10 ppm) son los siguientes más abundantes (Tabla III.6.12).

En el borde de los granos del horizonte BCtg, los elementos traza que dominan la concentración media son los mismos que los de sus zonas centrales (Tabla III.6.12). Sin embargo, las concentraciones son mayores en este caso,

siendo destacadas las del Fe, con concentraciones entre 58 ppm y 668 ppm (326 ppm en valor medio), y Al, con valores entre 22 ppm y 323 ppm (119 ppm en valor medio) (Tabla III.6.12).

**Tabla III.6.12.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en granos de cuarzo analizados en la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte BCtg del perfil P3.

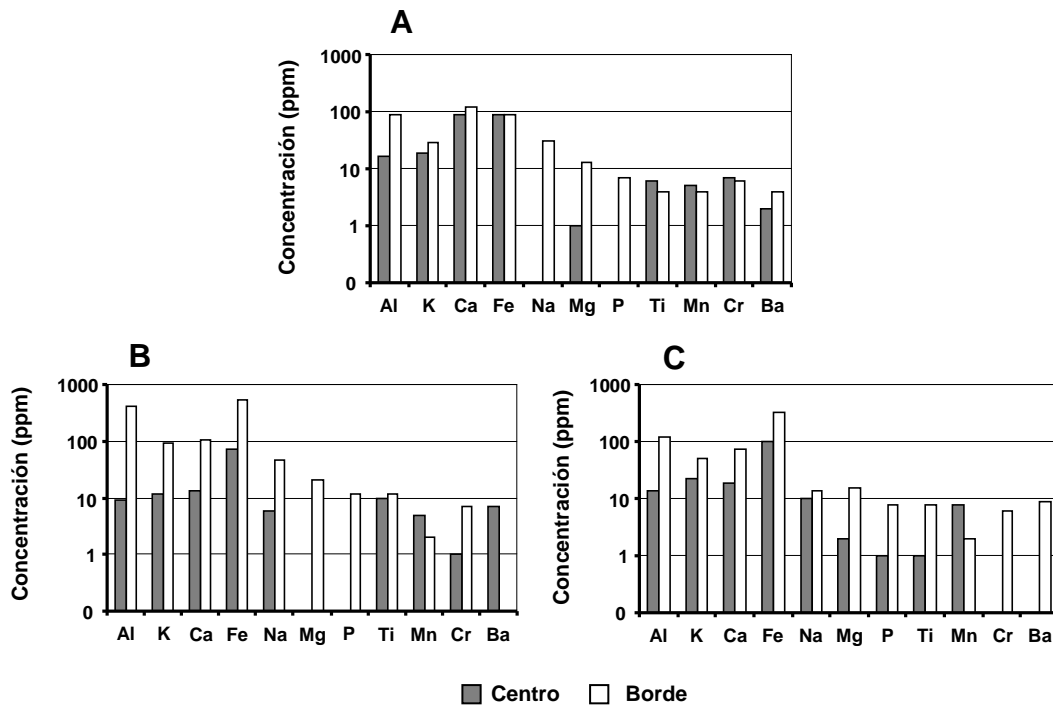
Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	6	25	21	70	16	0	5	0	15	0	0
Grano 2	20	50	15	218	14	0	0	5	0	0	0
Grano 3	11	9	17	48	0	2	0	0	17	0	0
Grano 4	17	6	23	77	8	4	0	0	0	0	1
<b>Rango</b>	<b>6-20</b>	<b>6-50</b>	<b>15-23</b>	<b>48-218</b>	<b>8-16</b>	<b>2-4</b>	<b>0-5</b>	<b>0-5</b>	<b>15-17</b>	<b>-</b>	<b>0-1</b>
<b>Media</b>	<b>14</b>	<b>23</b>	<b>19</b>	<b>103</b>	<b>10</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>8</b>	<b>0</b>	<b>&lt; 0,5</b>
<b>d.s.</b>	<b>6</b>	<b>20</b>	<b>4</b>	<b>77</b>	<b>7</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>9</b>	<b>0</b>	<b>1</b>
<b>Medidas en el borde de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1a	22	22	21	170	11	0	3	6	0	0	8
Grano 1b	35	41	26	58	0	0	8	0	1	9	0
Grano 2a	22	54	28	378	0	0	0	14	10	0	0
Grano 2b	323	88	220	354	46	55	16	16	0	21	37
Grano 4	191	45	64	668	12	19	11	3	0	0	0
<b>Rango</b>	<b>22-323</b>	<b>22-88</b>	<b>21-220</b>	<b>58-668</b>	<b>11-46</b>	<b>19-55</b>	<b>3-16</b>	<b>3-16</b>	<b>1-10</b>	<b>9-21</b>	<b>8-37</b>
<b>Media</b>	<b>119</b>	<b>50</b>	<b>72</b>	<b>326</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>2</b>	<b>6</b>	<b>9</b>
<b>d.s.</b>	<b>135</b>	<b>24</b>	<b>85</b>	<b>233</b>	<b>19</b>	<b>24</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>4</b>	<b>9</b>	<b>16</b>

d.s.: desviación standard.

Por lo general, los granos de cuarzo de la arena fina ligera, tanto del sedimento original como de la tierra fina de los horizontes estudiados en este perfil, muestran mayores concentraciones medias de elementos traza en los bordes que en el centro (Figura III.6.15).

Sin embargo, las concentraciones de Ti, Mn y Cr en el sedimento original, muestran valores ligeramente superiores en las zonas centro de los granos minerales analizados. Lo mismo le ocurre al Mn en los granos de cuarzo de los horizontes Bt y BCtg, y al Ba en el horizonte Bt, que incluso no ha sido reconocido en las zonas de borde (Figura III.6.15).

En cualquier caso, mientras que la concentración media en elementos traza de los granos de cuarzo se mantiene dentro de unos rangos similares entre el sedimento original y el horizonte BCtg, la que caracteriza a los granos del horizonte Bt es muy superior a ambas, siendo muy significativas las concentraciones medias de Fe y Al en el borde de sus granos (Figura III.6.15).



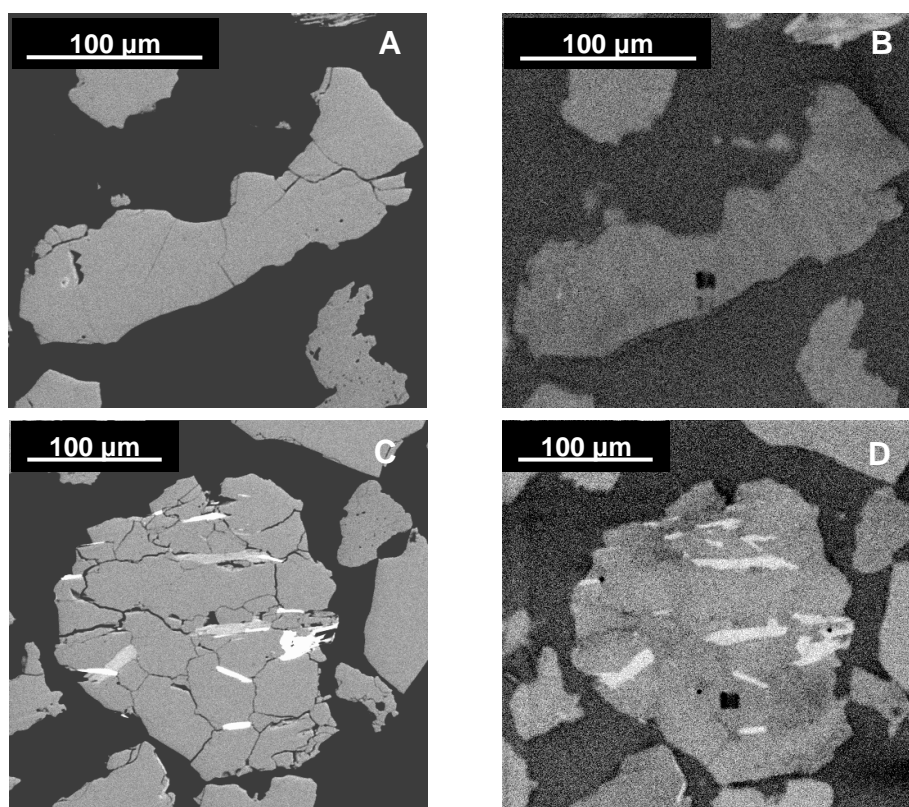
**Figura III.6.15.-** Concentración media de elementos traza en el centro y borde de los granos de cuarzo estudiados en el perfil P3. **A:** arena fina ligera del sedimento original; **B:** arena fina ligera de la tierra fina del horizonte Bt; **C:** arena fina ligera de la tierra fina del horizonte BCtg.

#### III.6.2.4.2.- Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)

El estudio bajo microscopio electrónico de barrido mediante las técnicas de electrones retrodispersados (BSE) y catodoluminiscencia (SEM-CL), ha aportado información, complementaria a la obtenida en el estudio con EMPA, sobre la morfología y alteración de los granos de cuarzo de las muestras de este perfil.

Los granos de cuarzo más frecuentes en la arena fina ligera del sedimento original del perfil P3, muestran luminiscencias muy homogéneas, destacando sólo las inclusiones de otros minerales como zonas más brillantes (Figura III.6.16).

No se reconocen, por tanto, diferencias estructurales y/o composicionales en dichos granos mediante estas técnicas de estudio. En este sentido, los datos de EMPA han mostrado una composición similar, para casi la totalidad de los elementos analizados, entre los centros y los bordes de los granos de cuarzo. Así, las diferencias observadas pueden deberse a las inclusiones minerales que presentan (Figura III.6.16).

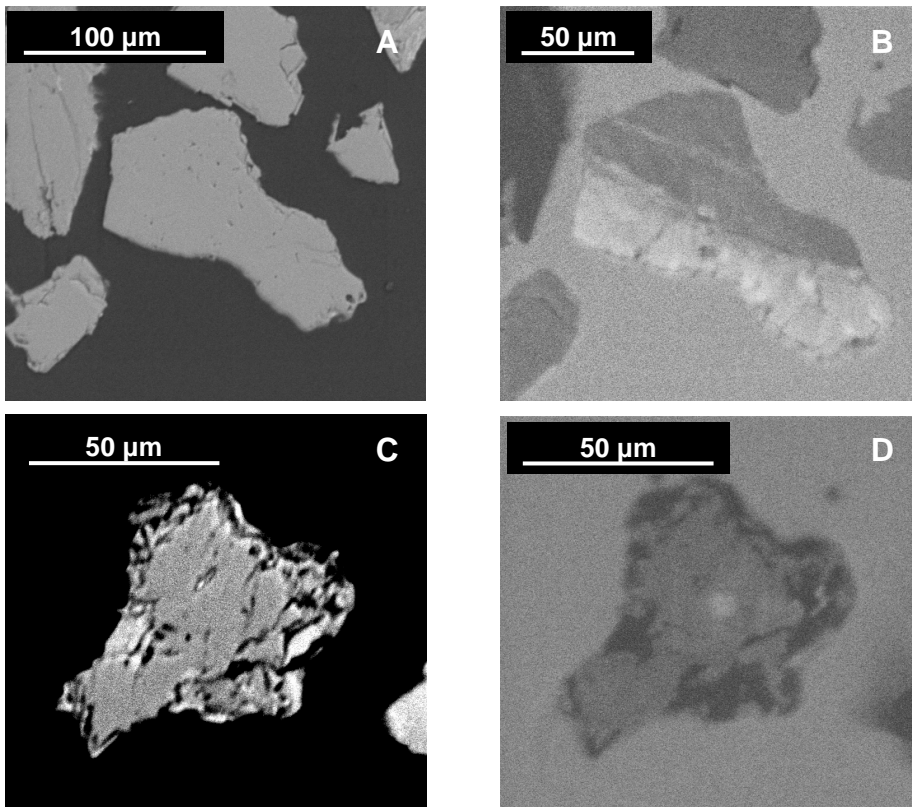


**Figura III.6.16.-** Imágenes BSE y SEM-CL de los granos de cuarzo del sedimento original del perfil P3. **A:** imagen BSE de un grano de cuarzo con fisuras; **B:** imagen SEM-CL del grano anterior; **C:** imagen BSE de un grano de cuarzo policristalino con inclusiones de otros minerales; **D:** imagen SEM-CL del grano anterior.

Sin embargo, los granos de cuarzo más característicos de la arena fina ligera de los horizontes Bt y BCtg de este perfil, se caracterizan por presentar zonas con luminiscencias diferentes (Figuras III.6.17 y III.6.18).

En el horizonte Bt, las distintas luminiscencias pueden ser, en algunos casos, reflejo de orientaciones cristalográficas diferentes por la presencia de maclas (Figura III.6.17B). En otros casos, coinciden con bordes de grano en los que hay otros minerales a modo de inclusiones, depósitos superficiales o rellenos de huecos y fisuras (Figura III.6.17D). Esto puede ser la causa de que los análisis EMPA muestren ciertas diferencias entre los centros y bordes de los granos. Aún así, son granos con evidentes señales de alteración superficial (superficies irregulares, límites porosos, fisuras) que llegan a configurar orlas de alteración mineral (Figuras III.6.17C y D).

En el horizonte BCtg los granos de cuarzo de la arena fina ligera de su tierra fina muestran un aspecto también alterado, con relieves sinuosos, bordes redondeados, poros y presencia de grietas y fisuras (Figura III.6.18).

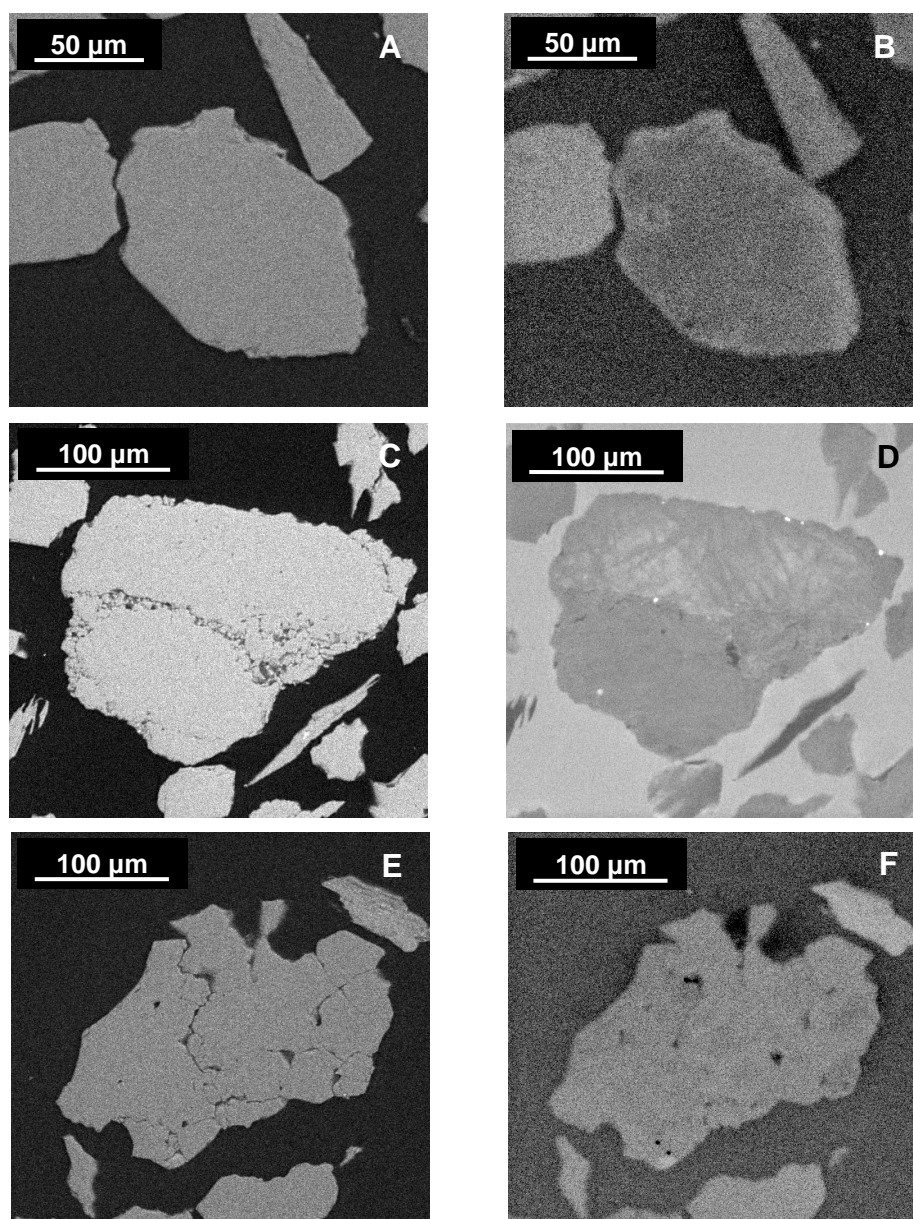


**Figura III.6.17.-** Imágenes BSE y SEM-CL de los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil P3. **A:** Imagen BSE de un grano de cuarzo monocrystalino con fisuras; **B:** imagen SEM-CL del grano anterior; **C:** imagen BSE de un grano de cuarzo policristalino; **D:** imagen SEM-CL del grano anterior.

El estudio con SEM-CL ha mostrado zonas paralelas a los bordes de algunos granos de cuarzo con luminiscencias de intensidades diferentes a las del resto del grano mineral (Figura III.6.18B). Asumiendo que esta situación puede deberse a un efecto del relieve del grano, no se puede descartar la posibilidad de que se deba a una ligera composición diferente en los límites del grano de cuarzo. La presencia de bordes redondeados y señales de disolución descritas anteriormente, ponen de manifiesto la existencia de una alteración química de este mineral y por lo tanto la posibilidad de un intercambio iónico con el ambiente edafocímico. En este sentido, los datos EMPA muestran estas diferencias composicionales entre las zonas más internas y más externas de los granos de cuarzo analizados.

Las grietas y fisuras reconocidas en algunos de los granos de este horizonte (Figuras III.6.18C y E) pueden favorecer igualmente la alteración del grano mineral. Se trata de zonas favorables para la entrada de fluidos y por lo tanto para el intercambio iónico con el medio. Este mismo efecto se observa en

las zonas de fisura y de límite entre cristales de los granos policristalinos, donde se reconocen orlas de luminiscencia diferentes (Figura III.6.18F).



**Figura III.6.18.-** Imágenes BSE y SEM-CL de los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte BCtg del perfil P3. **A:** imagen BSE de un grano de cuarzo monocristalino; **B:** imagen SEM-CL del grano anterior; **C:** imagen BSE de un grano de cuarzo policristalino de pocos cristales; **D:** imagen SEM-CL del grano anterior; **E:** imagen BSE de un grano de cuarzo policristalino; **F:** imagen SEM-CL del grano anterior.

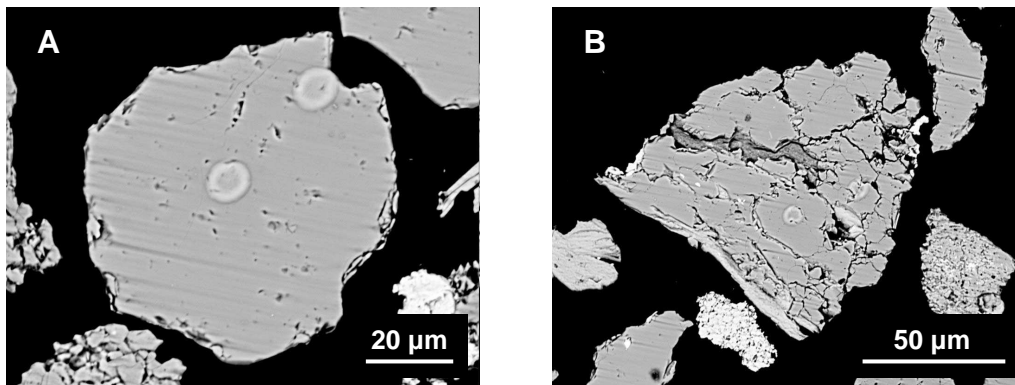
### III.6.2.5.- *Fluvisol* de la Vega de Granada (perfil P4)

#### III.6.2.5.1.- *Estudio morfológico (BSE) y compositivo de elementos traza (EMPA)*

En el perfil P4 sólo se ha analizado la concentración en elementos traza de los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del horizonte Ap, ya que

se trata de un Fluvisol y el sedimento sobre el que se desarrolla se encuentra en continuo cambio.

Los granos de cuarzo reconocidos en dicha fracción granulométrica se caracterizan por ser principalmente de dos tipos: 1) granos monocristalinos, con bordes irregulares, que en algunos casos dibujan golfos de corrosión, adscritos al submorfotipo 2a (Figura III.6.19). Estos granos, en algunos casos, presentan huecos y fisuras que acentúan su aspecto alterado; y 2) granos policristalinos de muchos cristales de cuarzo (comprobado previamente con EDX), con bordes irregulares y algunas inclusiones y adherencias de otros minerales. Estos granos se incluyen dentro del morfotipo 6 de granos de cuarzo (Figura III.6.19).



**Figura III.6.19.-** Imágenes BSE de los cuarzos del perfil P4. **A:** grano de cuarzo 2 del horizonte Ap; **B:** grano de cuarzo 3 del horizonte Ap.

En todos los casos las manchas más claras de forma circular, con varios círculos concéntricos, corresponden a las zonas irradiadas y dañadas por la microsonda de electrones.

El análisis EMPA de estos granos de cuarzo muestra bajas concentraciones medias, para la mayoría de los elementos traza, en el centro de dichos granos. El Fe, con un rango de valores entre 77 ppm y 262 ppm (170 ppm en valor medio), y Ca, con concentraciones que varían entre 69 ppm y 205 ppm (133 ppm en valor medio), son los elementos dominantes y destacados sobre el resto (Tabla III.6.13).

Lo mismo ocurre en el borde de estos granos, donde las concentraciones medias de elementos traza son relativamente bajas. Sin embargo, hay algunas excepciones como para el Fe, con concentraciones entre 125 ppm y 2120 ppm (564 ppm en valor medio), y el Ca, con valores entre 94 ppm y 767 ppm (346 ppm en valor medio). Los siguientes elementos más abundantes son Al (57 ppm) y K (32 ppm) (Tabla III.6.13).

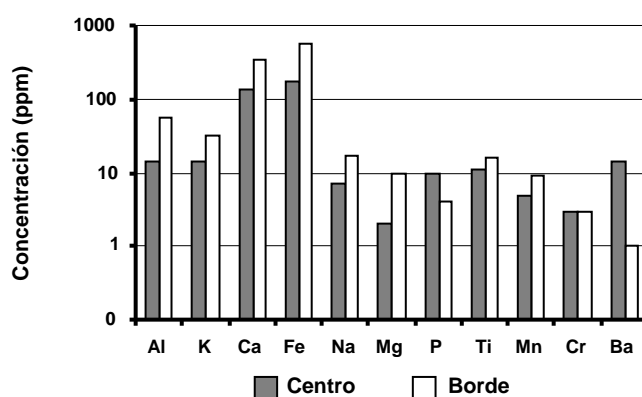
La mayoría de los elementos traza muestran concentraciones medias superiores en los bordes de los granos (Figura III.6.20).

Cabe destacar, sin embargo, el descenso en las concentraciones de P y Ba en dichas zonas con respecto a las reconocidas en el centro de los granos minerales (Figura III.6.20).

**Tabla III.6.13.-** Contenido (ppm) de elementos traza (EMPA) en granos de cuarzo analizados en la arena fina ligera de la tierra fina del perfil P4.

Muestra	Al	K	Ca	Fe	Na	Mg	P	Ti	Mn	Cr	Ba
<b>Medidas en el centro de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1	8	5	108	103	8	3	9	0	0	0	0
Grano 2	7	14	151	77	11	1	0	20	6	11	0
Grano 3	33	21	69	236	6	4	28	13	0	0	47
Grano 5	9	14	205	262	1	0	2	10	15	0	10
<b>Rango</b>	<b>7-33</b>	<b>5-21</b>	<b>69-205</b>	<b>77-262</b>	<b>1-11</b>	<b>1-4</b>	<b>2-28</b>	<b>10-20</b>	<b>6-15</b>	<b>0-11</b>	<b>10-47</b>
<b>Media</b>	<b>14</b>	<b>14</b>	<b>133</b>	<b>170</b>	<b>7</b>	<b>2</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>5</b>	<b>3</b>	<b>14</b>
<b>d.s.</b>	<b>13</b>	<b>7</b>	<b>58</b>	<b>93</b>	<b>4</b>	<b>2</b>	<b>13</b>	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>6</b>	<b>22</b>
<b>Medidas en el borde de los granos de cuarzo</b>											
Grano 1a	11	17	188	125	11	2	9	6	17	0	0
Grano 1b	168	80	767	207	46	36	5	13	1	0	0
Grano 2	16	17	218	149	17	0	8	2	22	0	0
Grano 3	84	38	94	217	12	9	0	55	3	0	6
Grano 5	7	9	463	2120	0	1	0	5	0	16	0
<b>Rango</b>	<b>7-168</b>	<b>9-80</b>	<b>94-767</b>	<b>125-2120</b>	<b>11-46</b>	<b>1-36</b>	<b>5-9</b>	<b>2-55</b>	<b>1-22</b>	<b>0-16</b>	<b>0-6</b>
<b>Media</b>	<b>57</b>	<b>32</b>	<b>346</b>	<b>564</b>	<b>17</b>	<b>10</b>	<b>4</b>	<b>16</b>	<b>9</b>	<b>3</b>	<b>1</b>
<b>d.s.</b>	<b>70</b>	<b>29</b>	<b>272</b>	<b>871</b>	<b>17</b>	<b>15</b>	<b>4</b>	<b>22</b>	<b>10</b>	<b>7</b>	<b>3</b>

d.s.: desviación standard.

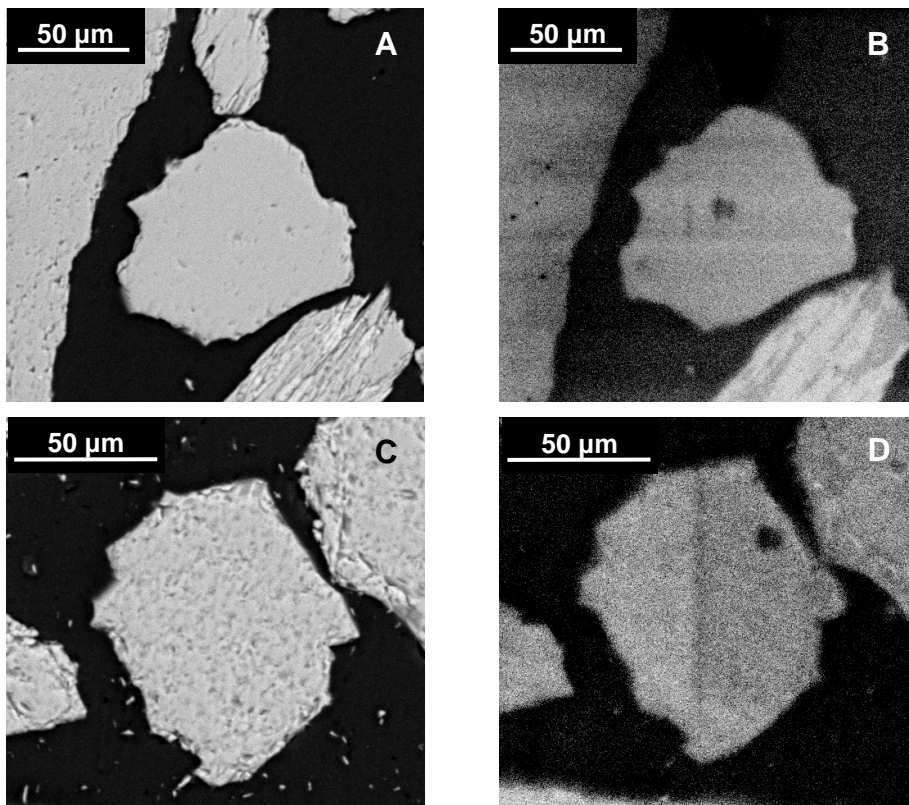


**Figura III.6.20.-** Concentración media de elementos traza en el centro y borde de los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Ap del perfil P4.



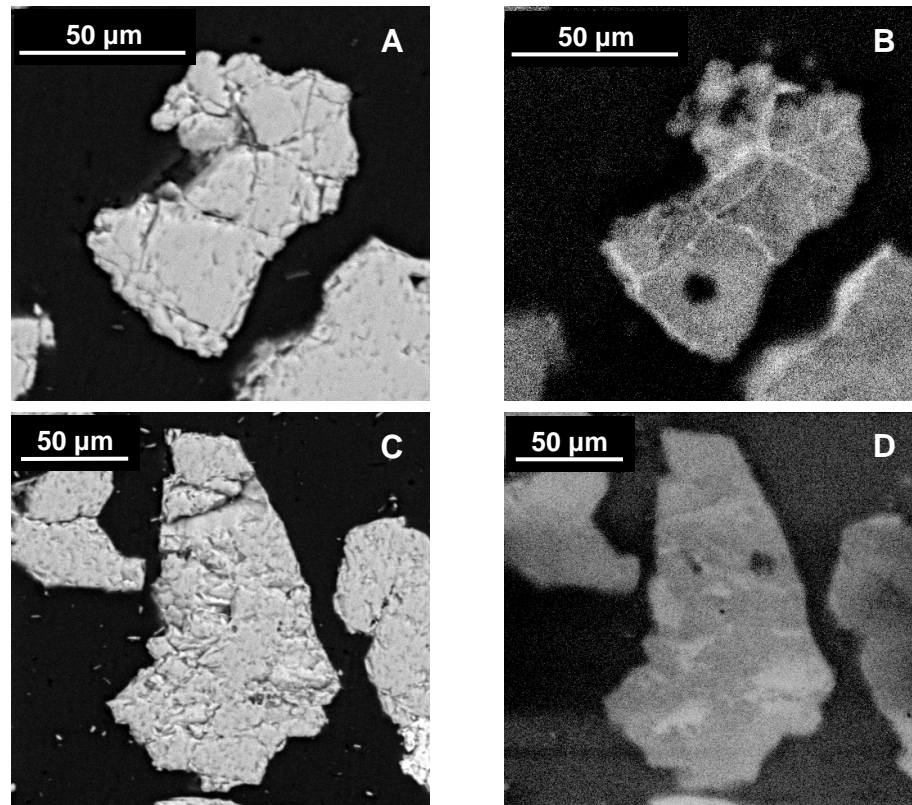
### III.6.2.5.2.- Estudio morfológico (BSE) y compositivo/estructural (SEM-CL)

El análisis mediante las técnicas de electrones retrodispersados (BSE) y de catodoluminiscencia (SEM-CL) ha puesto de manifiesto que los granos monocristalinos con bordes redondeados y algunas marcas de alteración superficial (submorfotipo 2a) muestran luminiscencias con intensidades muy homogéneas (Figuras III.6.21B y D). En algún caso, se reconocen áreas con distinta intensidad debido, probablemente, a variaciones en la orientación cristalográfica del grano por la existencia de maclas (Figura III.6.21D).



**Figura III.6.21.-** Imágenes BSE y SEM-CL de granos de cuarzo monocristalinos con bordes irregulares de la arena fina ligera del horizonte Ap del perfil P4.

Los granos de cuarzo policristalinos (morfotipo 6), también frecuentes en la arena fina ligera de este horizonte, muestran señales de alteración (fisuras, marcas de choque en V, golfos de corrosión). Sus luminiscencias son más claras en la unión entre cristales y en las zonas de fisura (Figura III.6.22B). En otros casos, muestran patrones parcheados (Figura III.6.22D). Estos contrastes pueden deberse a diferencias composicionales, bien por ser zonas favorables para la circulación de fluidos y el intercambio iónico, bien porque existan depósitos o inclusiones de otros minerales.



**Figura III.6.22.-** Imágenes BSE y SEM-CL de granos de cuarzo policristalinos de la arena fina ligera del horizonte Ap del perfil P4.



### III.6.3.- COMPENSACIONES DE CARGA EN LA RED DEL CUARZO

Este apartado ha podido ser interpretado y escrito a partir de los datos de elementos traza (medidos con EMPA) expuestos anteriormente.

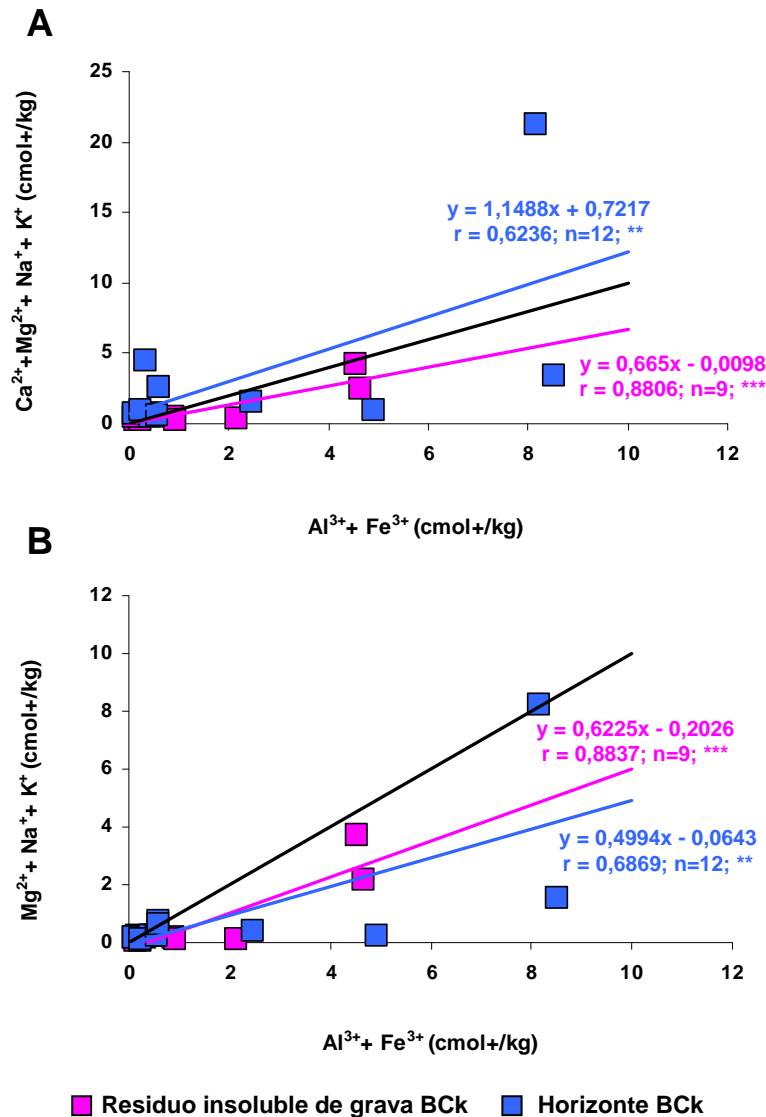
#### III.6.3.1.- *Tierra Parda* de Sierra Elvira (perfil P1)

En los cuarzos analizados en este perfil, es característica la presencia de  $\text{Al}^{3+}$  como principal elemento traza en todas las medidas analíticas realizadas. Este ión, junto con el  $\text{Fe}^{3+}$ , es uno de los principales sustitutos del ión  $\text{Si}^{4+}$  en el centro de los tetraedros de la estructura cristalina del cuarzo (Drees *et al.*, 1989; Götze *et al.*, 2001). El déficit de carga generado podría ser compensado (sustitución acoplada), en los granos de cuarzo de este perfil, mayoritariamente por los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{K}^+$  que, en general, son los siguientes cationes más abundantes en estas muestras (Tablas III.6.2 y III.6.3). En este sentido, el ión  $\text{K}^+$  es considerado en el cuarzo como uno de los principales compensadores de carga para los iones  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  (Müller *et al.*, 2003a y b).

La naturaleza carbonatada de los materiales originales sobre los que se ha desarrollado este perfil favorece la presencia de  $\text{Ca}^{2+}$  en el medio, ya que se trata de un elemento muy móvil que fácilmente puede ser incorporado en disolución al ambiente edafológico (Wolt, 1994). En este sentido, se observa que es uno de los elementos mayoritarios reconocidos en la solución del suelo de este perfil (Tabla III.3.1), medio donde se produce el posible intercambio iónico en la estructura del cuarzo. Aún así, debido a la naturaleza de los materiales originales del perfil, el ión  $\text{Ca}^{2+}$  puede estar también presente, en forma de carbonato cálcico, rellenando huecos y fisuras del cuarzo o depositado en la superficie del mismo. Este hecho se pone de manifiesto en los resultados analíticos de EMPA obtenidos en zonas de límite entre cristales (Grano 1b del residuo insoluble; Tabla III.6.2) o en zonas de fisuras (Grano 1b de la arena fina ligera; Tablas III.6.3) de granos de cuarzo estudiados en el perfil P1. En dichas zonas, las cantidades de Ca además de las de otros elementos, son más elevadas que las obtenidas en las medidas de los centros (Tablas III.6.2 y III.6.3).

Los límites entre cristales son zonas en las que suelen concentrarse imperfecciones estructurales y, por lo tanto, zonas de debilidad. Éstos, al igual que la presencia de fisuras, pueden favorecer la entrada de fluidos y la mayor alteración mineral, con el consecuente intercambio iónico, y el depósito de otras fases minerales.

La Figura III.6.23A muestra la correlación lineal entre los iones susceptibles a sustituir al  $\text{Si}^{4+}$  en el centro de los tetraedros del cuarzo ( $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$ , principalmente) y los que entran en su estructura para compensar el déficit de carga generado (suma de bases:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ , principalmente). En la Figura III.6.23B se ha excluido al ión  $\text{Ca}^{2+}$ .



**Figura III.6.23.-** Relación entre las cargas generadas por la sustitución tetraédrica heteroeléctrica de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  y las cargas de compensación por la entrada de bases en la red cristalina del cuarzo. Resultados de los granos de cuarzo analizados en el perfil P1. **A:** con  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  como bases de compensación de cargas; **B:** con  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  como bases de compensación de cargas.

No se han diferenciado centros y bordes de grano. La línea negra corresponde a la línea de pendiente 1 ( $y = x$ ); la línea rosa corresponde a la línea de correlación lineal de los granos de cuarzo de la arena fina del residuo insoluble de las gravas; la línea azul corresponde a la línea de tendencia lineal de los granos de cuarzo de la arena fina ligera de la tierra fina.

En ambas gráficas casi todos los puntos se localizan por debajo de la línea de pendiente 1, lo que indica que pueden existir otros iones, además de los tenidos en cuenta, que compensen dicho déficit de carga; con total seguridad se trata del ión  $H^+$ .

En la Figura III.6.23B se observa una mayor significación de las correlaciones tanto para los granos de cuarzo del residuo insoluble como para los de la arena fina ligera de la tierra fina del perfil. Así, la presencia del ión  $Ca^{2+}$  se puede deber, además, a la existencia de depósitos superficiales, y rellenos de huecos y fisuras, en forma de  $CaCO_3$ , sin excluir su papel en la compensación de cargas.

Esta situación hace pensar que el contenido en elementos traza de los granos minerales del suelo se debe, en parte, a la herencia desde su material original. Dichos elementos pertenecerán a la estructura cristalina del cuarzo, bien como nudos en posiciones reticulares o como elementos intersticiales, no tratándose de verdaderas impurezas en vesículas, en fisuras, etc. Sin embargo, dada la mayor cantidad de elementos traza en los cuarzos de la tierra fina del perfil, no se descarta que los procesos edafogénicos hayan favorecido esta situación. La presencia de granos de cuarzo idiomorfos, pertenecientes al morfotipo 5, en la arena fina ligera del perfil puede corroborar esta hipótesis ya que serían producto de procesos de recristalización en el medio edáfico.

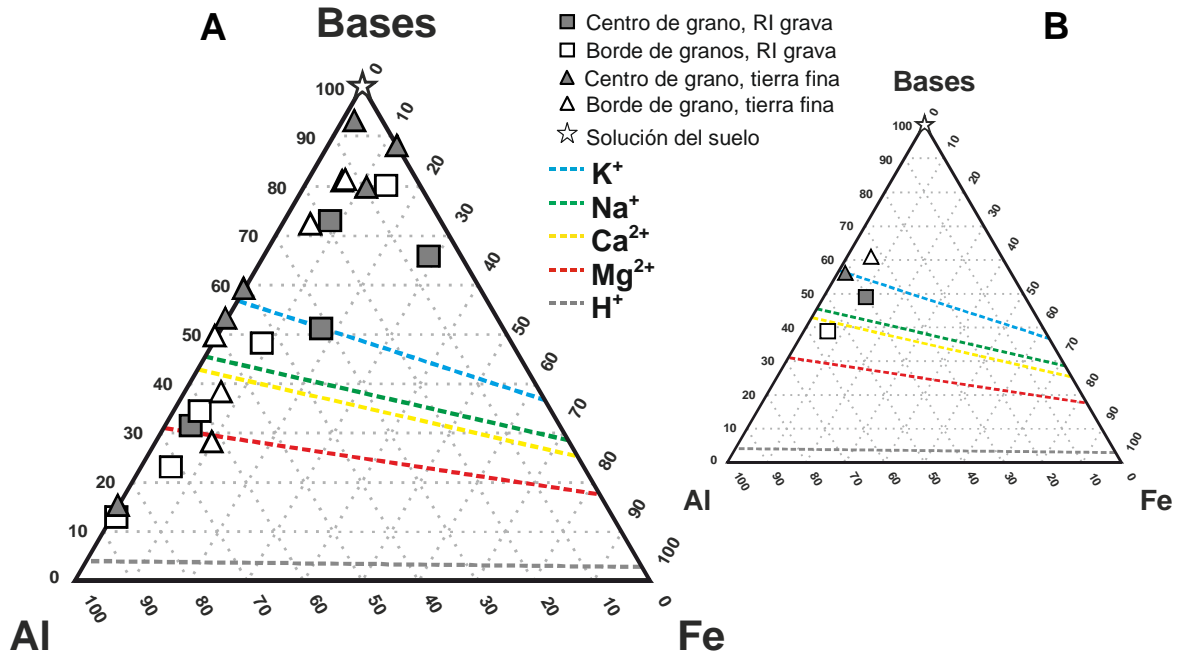
Los triángulos de la Figura III.6.24 representan las cargas generadas por los iones  $Al^{3+}$  y  $Fe^{3+}$  al sustituir al  $Si^{4+}$  y las cargas generadas por las bases  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  y  $K^+$ , en los granos de cuarzo analizados con EMPA en el horizonte B<sub>ck</sub> del perfil P1. También se ha representado la composición de la solución del suelo de dicho horizonte.

Se observa que todos los puntos que representan a los granos de cuarzo se distribuyen en el triángulo en una amplia zona con contenidos variables de Bases y  $Al^{3+}$  y contenidos bajos de  $Fe^{3+}$ , no existiendo ninguna diferencia significativa general entre los datos de centro o borde de grano (Figura III.6.24A).

Sin embargo, si se considera que el  $Ca^{2+}$  no está presente como ión compensador de carga, la distribución de puntos en el diagrama triangular varía (Figura III.6.25). En este caso la nube de puntos se desplaza hacia el vértice del  $Al^{3+}$ , siendo también mayor el papel del  $Fe^{3+}$  como generador de carga.

En la Figura III.6.25B, donde se representan los valores medios, se observa una clara diferencia entre los puntos que muestran los contenidos de elementos traza de los centros y de los bordes de los granos de cuarzo, estando

estos últimos más enriquecidos relativamente en Bases. Esta diferencia es mucho más evidente en los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte que la de los del residuo insoluble de sus gravas.

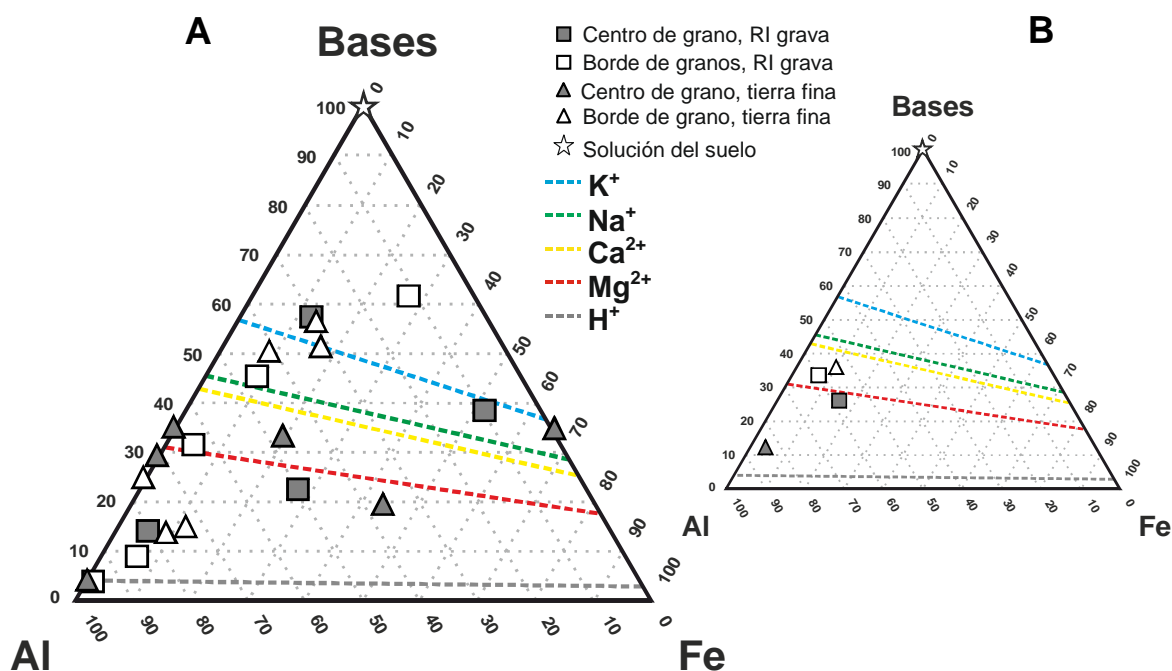


**Figura III.6.24.-** Representación triangular Al-Fe-Bases (expresados como cargas generadas  $-Al^{3+}$  y  $-Fe^{3+}$  y cargas de compensación -Bases-) de los elementos traza de los granos de cuarzo de la arena fina del residuo insoluble de las gravas del horizonte BCK y de la arena fina ligera de la tierra fina de dicho horizonte, junto con la solución del suelo, del perfil P1. **A:** caso de los distintos análisis en los granos de cuarzo; **B:** valores medios. Bases consideradas:  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^{+}$  y  $K^{+}$ . Las líneas de colores discontinuas de los triángulos representan líneas de compensación de cargas para los elementos considerados:  $K^{+}$ ,  $Na^{+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $H^{+}$ .  
 Abreviaturas.- RI: residuo insoluble.

Respecto a las líneas de compensación de cargas decir que la mayoría de los puntos se localizan entre las líneas del  $H^{+}$  y las del resto de bases. De esta forma se puede decir que el  $H^{+}$  puede jugar un importante papel en la compensación de cargas. Aún así, las bases son decisivas en este proceso.

Las imágenes SEM-CL de los granos de cuarzo analizados en este perfil, junto con las de electrones retrodispersados (BSE), ponen de manifiesto los caracteres morfoscópicos característicos de los morfotipos a los que representan, al igual que todas las señales de alteración superficial, física y/o química que los caracterizan, y que pueden ser identificados en lámina delgada. Pero además, las diferencias composicionales entre borde y centro de grano establecidas con el análisis EMPA realizado, se corroboran con los estudios de las imágenes SEM-CL. En este sentido, en el borde de muchos granos de

cuarzo estudiados se observan tonalidades de grises diferentes (Figuras III.6.3, III.6.4 y III.6.5), que pueden dar información de la presencia de elementos distintos al  $\text{Si}^{4+}$  y al  $\text{O}^{2-}$  en la red cristalina del mineral. Estas diferencias de color se aprecian también en otras zonas de los granos de cuarzo, bien con patrones parcheados o como zonaciones concéntricas típicas de los distintos estadios de crecimiento mineral.



**Figura III.6.25.-** Representación triangular Al-Fe-Bases (expresados como cargas generadas  $-\text{Al}^{3+}$  y  $-\text{Fe}^{3+}$  y cargas de compensación -Bases-) de los elementos traza de los granos de cuarzo de la arena fina del residuo insoluble de las gravas del horizonte BCk y de la arena fina ligera de la tierra fina de dicho horizonte, junto con la solución del suelo, del perfil P1. **A:** caso de los distintos análisis en los granos de cuarzo; **B:** valores medios. Bases consideradas:  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$  y  $\text{K}^{+}$ . Las líneas de colores discontinuas de los triángulos representan líneas de compensación de cargas para los elementos considerados:  $\text{K}^{+}$ ,  $\text{Na}^{+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{H}^{+}$ .

Abreviaturas.- RI: residuo insoluble.

Las diferentes tonalidades de grises en el borde de los granos minerales aparecen tanto en los cuarzos de la arena fina del residuo insoluble como en la arena fina ligera de la tierra fina del perfil. Esta situación hace pensar que, en parte, los granos de cuarzo en el suelo tienen un origen heredado desde los materiales originales sobre los que se ha desarrollado. Sin embargo, los análisis EMPA muestran un mayor contenido de elementos traza en los granos de cuarzo del suelo, revelando que la incorporación de elementos diferentes a los de la composición ideal del cuarzo es mayor en la arena fina ligera de la tierra fina. Cabe destacar, que en esta fracción granulométrica del suelo hay un mayor



contenido de granos de cuarzo con formas idiomorfas, que en las imágenes SEM-CL muestran bandas concéntricas con luminiscencias diferentes. Éstas, indican un posible recrecimiento del mineral cuarzo, con la consecuente incorporación a su estructura de los iones presentes en el medio edáfico.

Este asunto abre un interesante debate cuando se comparan estas evidencias con los valores de la concentración de  $\text{Si}^{4+}$  en la solución del horizonte y los de saturación de la sílice a la temperatura media del suelo. Concretamente, en el horizonte BCK del perfil P1 dichos valores son bajos. Si recrecen los granos, como parecen indicar todas las evidencias aportadas con SEM-CL, habrá que pensar en otras causas coadyuvantes de la nucleación y el crecimiento de los cristales a bajas saturaciones o que estos procesos sucedan estacionalmente.

### III.6.3.2.- *Ranker* de Sierra Nevada (perfil P2)

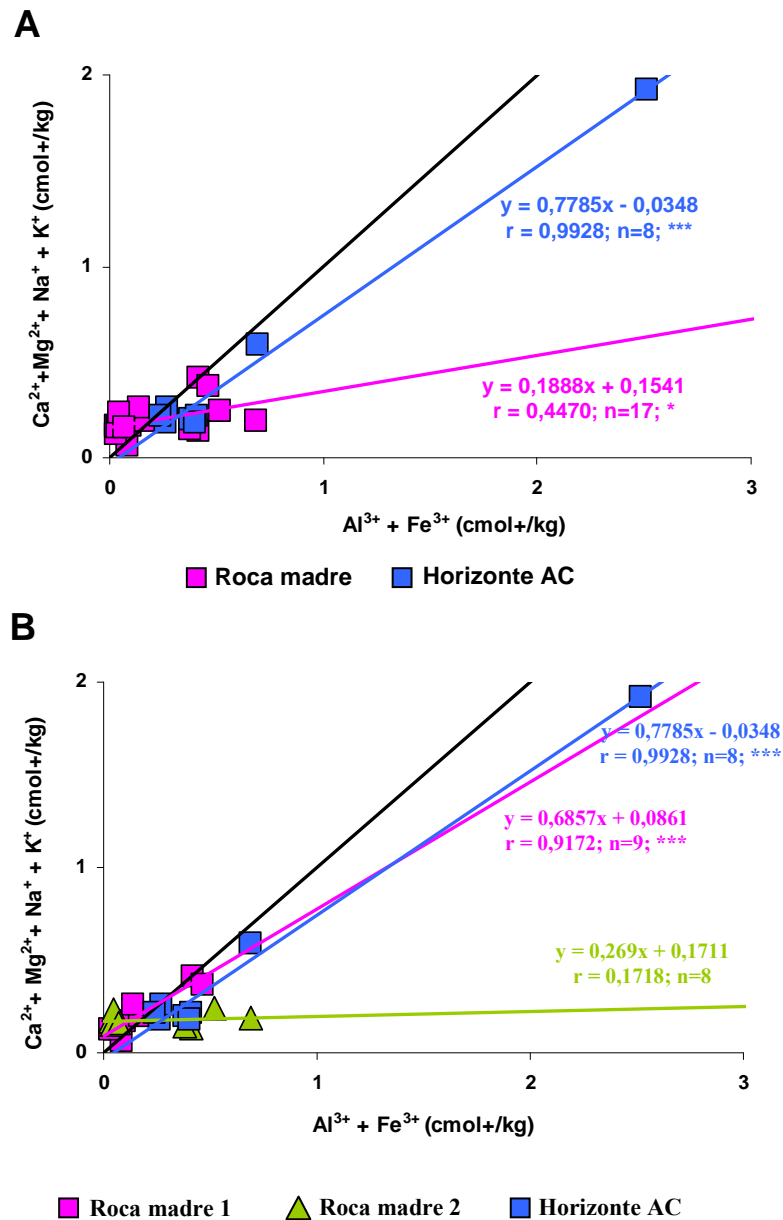
Los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte AC de este perfil se suponen heredados por fragmentación de la Roca madre, ya que su tamaño (50-250  $\mu\text{m}$ ) está dentro de los valores establecidos por Puga (1976), que considera que los cristales de cuarzo en las rocas metamórficas presentan un tamaño < 500  $\mu\text{m}$ .

Los cuarzos de rocas metamórficas se caracterizan por bajos contenidos de elementos traza en su configuración estructural debido a los procesos de cristalización involucrados en el metamorfismo (Larsen, Polvé y Juve, 2000; Monecke, Kempe y Götze, 2002). Sin embargo, las Rocas madre estudiadas en este perfil muestran concentraciones relativamente importantes de estos elementos (Tablas III.6.4 y III.6.5). Esta situación puede ser efecto de la presencia de microinclusiones, líquidas y/o sólidas, en las bandas ricas en cuarzo analizadas, no detectadas por las técnicas de observación utilizadas.

Considerando la presencia de elementos traza en el cuarzo como resultado de las sustituciones heteroeléctricas del  $\text{Si}^{4+}$  y la compensación de las cargas generadas, se observa una correlación altamente significativa para el caso de los cuarzos pertenecientes al horizonte AC del perfil P2 (Figura III.6.26).

Esta correlación no es significativa para las Rocas madre, cuando se consideran sus datos en conjunto (Figura III.6.26A). Sin embargo, el análisis de estos datos de forma independiente pone de manifiesto una importante correlación positiva para la Roca 1 (micasquistos) (Figura III.6.26B). Estos resultados son coherentes con el origen heredado desde las Rocas madre de los

granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte AC, más concretamente desde los micaesquistos. Aún así, la mayor correlación positiva entre los datos del cuarzo del suelo que entre los de la Roca 1 hace pensar en una posible alteración mineral en el medio edáfico. Dicha alteración permitirá la entrada de elementos diferentes al Si y al O en la estructura cristalina de este mineral.



**Figura III.6.26.-** Relación entre las cargas generadas por la sustitución tetraédrica heteroelectrónica de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  y las cargas de compensación por la entrada de las bases  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  en la red cristalina del cuarzo. Resultados del cuarzo analizado en el perfil P2. **A:** se han considerado en conjunto los datos de la Roca 1 y la Roca 2; **B:** se han considerado por separado los datos de la Roca 1 y la Roca 2.

No se han diferenciado centros y bordes de grano. La línea negra corresponde a la línea de pendiente 1 ( $y = x$ ); la línea rosa corresponde a la línea de tendencia lineal de las bandas de cuarzo de la Roca madre total (**A**) o de la Roca madre 1 (**B**); la línea verde corresponde a la línea de tendencia lineal de las bandas de cuarzo de la Roca madre 2; la línea azul corresponde a la línea de correlación lineal de los granos de cuarzo de la arena fina ligera de la tierra fina.

El pH que caracteriza al horizonte AC del perfil P2 (pH: 5,0), favorece la movilidad del  $\text{Fe}^{3+}$  y el  $\text{Al}^{3+}$ , cuyas concentraciones en la solución del suelo son, a su vez, las más elevadas de los cinco perfiles estudiados (Tabla III.3.2). Martín-García *et al.*, (2004; 2008) consideran que la fase líquida del suelo juega un importante papel en la zonación compositiva de los granos de cuarzo, aportando los elementos a la estructura de este mineral a través de los bordes de grano. Esta afirmación se corrobora con el análisis geoquímico de la solución del suelo en donde el horizonte AC muestra concentraciones de  $\text{SiO}_2$  más bajas que el límite de solubilidad del cuarzo (Figura III.3.3).

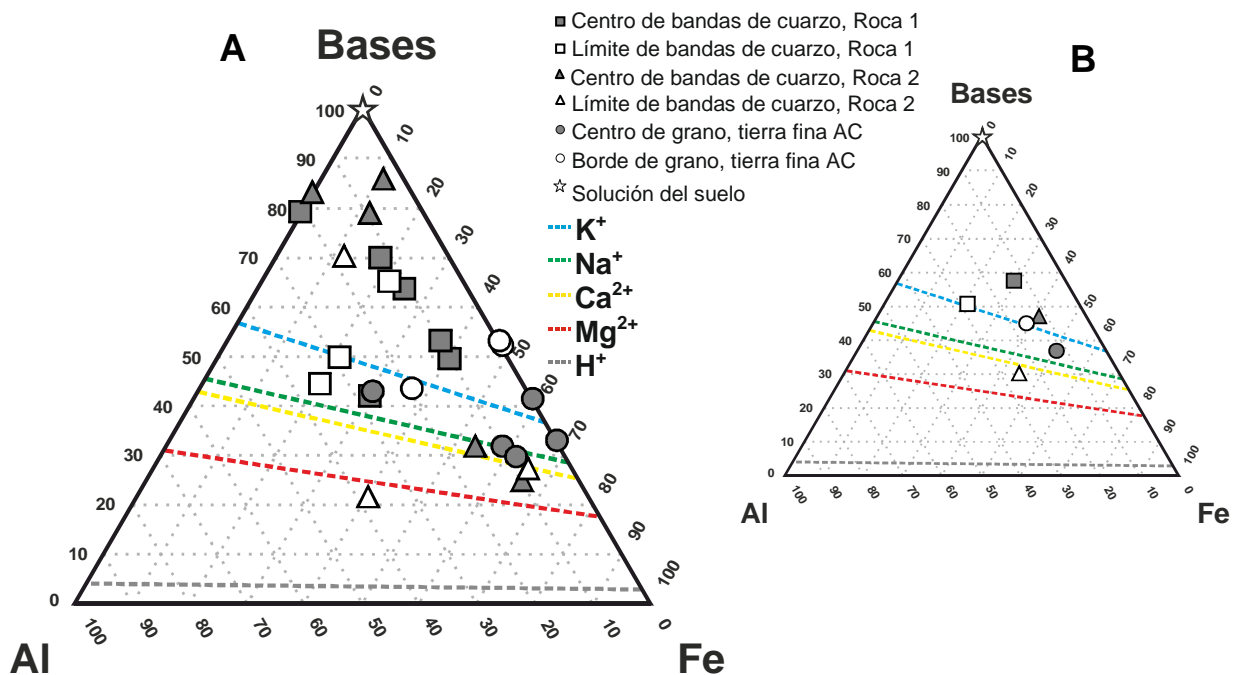
El hecho de que las líneas de correlación, tanto de los datos de los cuarzos del suelo como de los de la Roca 1, sean muy próximas a la línea de pendiente 1 (Figura III.6.26B), indica que los iones tenidos en cuenta en este estudio son los principales compensadores del déficit de carga generado en las sustituciones heteroeléctricas de este mineral en el perfil P2.

En el triángulo de la Figura III.6.27A, se observa una distribución de puntos muy homogénea en zonas que representan bajas cargas generadas por  $\text{Al}^{3+}$  y proporciones variables en el caso de Bases y  $\text{Fe}^{3+}$ . Es sólo para el caso de los cuarzos del horizonte AC del perfil donde se distingue una diferenciación entre las medidas realizadas en el centro y en el borde de los granos minerales (Figura III.6.27A). En este sentido se observa que el borde de los granos de cuarzo está más enriquecido en cargas generadas por Bases y empobrecido en las de  $\text{Fe}^{3+}$ , en relación al dato de centro (Figura III.6.27B). A su vez, si se comparan estos puntos con el que representa a la solución del suelo se observa que el dato de borde ocupa una posición intermedia entre el dato de centro y el de la solución del suelo. Esta situación evidencia la alteración sufrida por los granos de cuarzo en el medio edáfico, produciéndose una ganancia de Bases. Además, la concentración de elementos traza es mayor en el borde de los granos, siendo esta zona la que está en mayor contacto con la solución del suelo, medio en el que se producen las reacciones edafoquímicas.

La semejanza composicional entre las bandas ricas en cuarzo de las Rocas analizadas puede deberse a su mismo origen metamórfico.

La mayor alteración superficial de los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte AC de este perfil, queda igualmente evidenciada en las imágenes BSE y SEM-CL descritas anteriormente (Figura III.6.9). En ellas, se observan caracteres morfológicos de alteración superficial de los granos de cuarzo como límites irregulares, bordes redondeados, golfos de corrosión e

incluso marcas de disolución química (*etch-pits*). En este sentido, las imágenes SEM-CL muestran tonalidades de grises muy homogéneas para las bandas ricas en cuarzo de las Rocas madre del perfil, no siendo así en el caso de los granos de cuarzo del suelo. Así, se supone una mayor alteración de los granos minerales en el medio edáfico. Estos granos, tienen intensidades diferentes de luminiscencia en distintas zonas y, en algunas ocasiones, en el borde los mismos (Figura III.6.9). Este último hecho corrobora la mayor concentración de elementos traza observada en el borde de los granos de cuarzo del suelo, tras el análisis EMPA realizado.



**Figura III.6.27.-** Representación triangular Al-Fe-Bases (expresados como cargas generadas  $-Al^{3+}$  y  $Fe^{3+}$  y cargas de compensación -Bases-) de los elementos traza de las bandas de cuarzo de la Roca madre del perfil P2 y de la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte AC del perfil P2. **A:** caso de los distintos análisis en los cuarzos; **B:** valores medios.

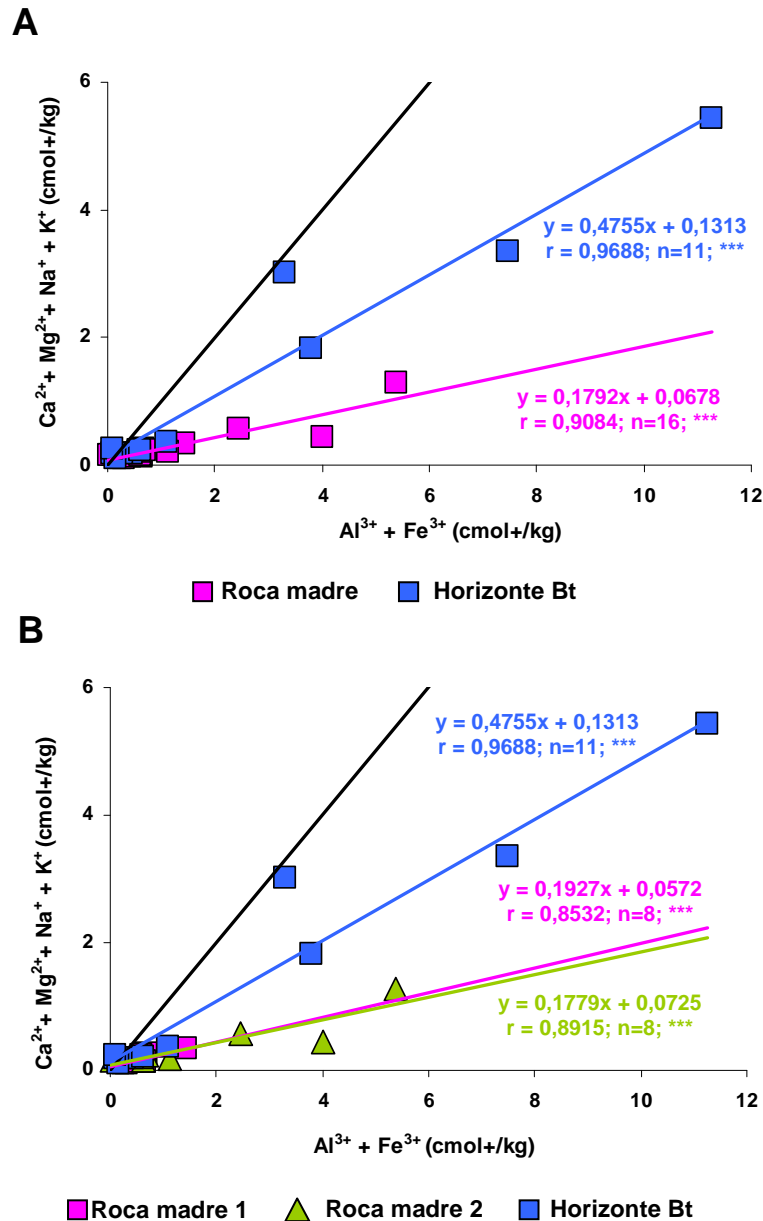
Bases consideradas:  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  y  $K^+$ .

Las líneas de colores discontinuas de los triángulos representan líneas de compensación de cargas para los elementos considerados:  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $H^+$ .

### III.6.3.3.- Suelo Rojo sobre micaesquistos y cuarcitas de Sierra Nevada (perfil SR2)

En este perfil, el análisis EMPA ha mostrado cierto contenido de elementos distintos al Si y O en las bandas ricas en cuarzo de las Rocas madre y en los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Bt. En todos los casos las concentraciones son, por lo general, mayores en las zonas más externas.

La Figura III.6.28 muestra la correlación existente entre los elementos que pueden sustituir al  $\text{Si}^{4+}$  en el centro de los tetraedros de su estructura y aquellos que compensan el déficit de carga generado.



**Figura III.6.28.-** Relación entre las cargas generadas por la sustitución tetraédrica heteroeléctrica de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  y las cargas de compensación por la entrada de las bases  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$  y  $\text{K}^{+}$  en la red cristalina del cuarzo. Resultados del cuarzo analizado en el perfil SR2. **A:** se han considerado en conjunto los datos de la Roca 1 y la Roca 2; **B:** se han considerado por separado los datos de la Roca 1 y la Roca 2.

No se han diferenciado centros y bordes de grano. La línea negra corresponde a la línea de pendiente 1 ( $y = x$ ); la línea rosa corresponde a la línea de tendencia lineal de las bandas de cuarzo de la Roca madre total (**A**) o de la Roca madre 1 (**B**); la línea verde corresponde a la línea de tendencia lineal de las bandas de cuarzo de la Roca madre 2; la línea azul corresponde a la línea de correlación lineal de los granos de cuarzo de la arena fina ligera de la tierra fina.

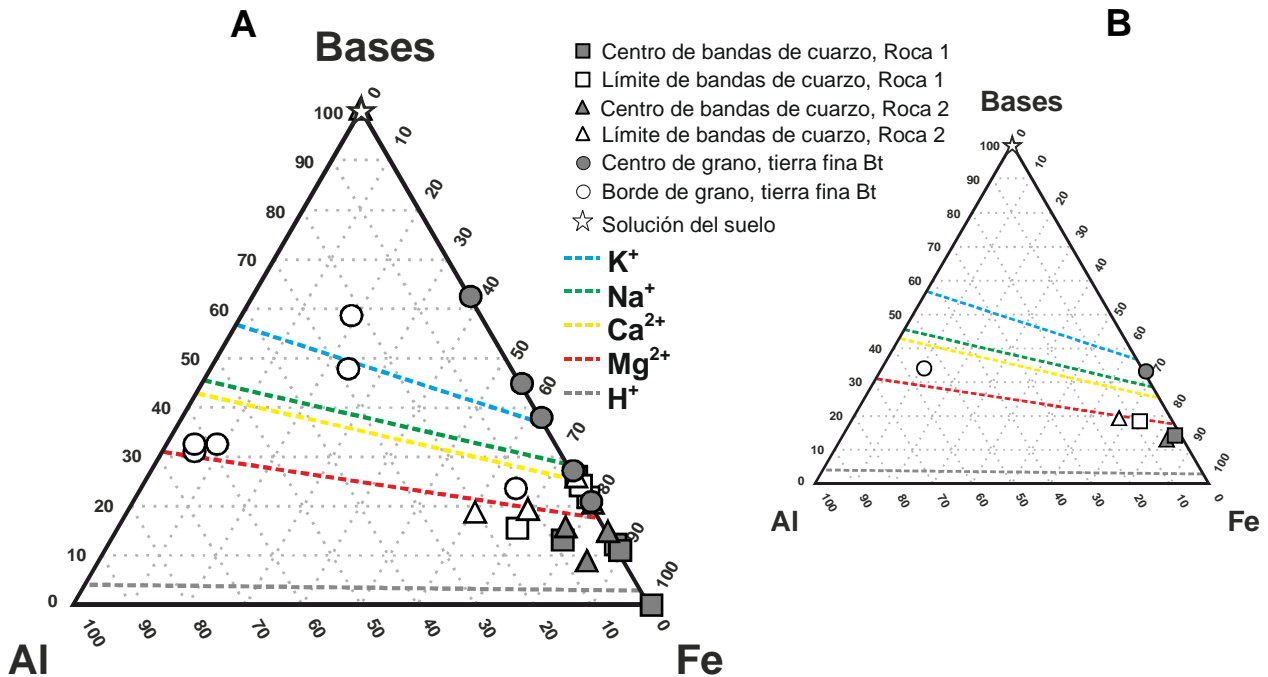
Dicha correlación es elevada en el caso de las bandas ricas en cuarzo de las Rocas del perfil SR2, indistintamente si se consideran los datos de estas Rocas en conjunto o por separado. Igualmente lo es para los granos de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Bt, aunque es más significativa que en el caso de las Rocas. Estas elevadas correlaciones pueden indicar, en parte, una herencia del mineral cuarzo desde las Rocas madre al suelo, por un proceso de fragmentación. Sin embargo, la actividad edafoquímica debe haber influido en la alteración de los granos minerales, favoreciendo la entrada de elementos traza en su estructura cristalina. En este sentido, hay que decir que los datos del estudio de la solución del suelo muestran que el horizonte Bt tiene concentraciones de  $\text{SiO}_2$  en solución por debajo del límite de saturación (Figura III.3.5). De esta manera el cuarzo puede ser inestable y susceptible a procesos de disolución.

No hay que descartar la posibilidad de que la naturaleza argílica del horizonte Bt, que hace que existan recubrimientos arcillosos en la superficie y entre las grietas, fisuras y límites entre cristales de los granos de cuarzo, pueda influir en la alteración superficial del mineral y en los porcentajes de determinados elementos presentes en los bordes de dichos granos. Éste puede ser el caso del Al, elemento presente en minerales como caolinita o illita que son muy abundantes en la fracción arcilla del horizonte Bt del perfil SR2 (Tabla III.2.8).

En el diagrama triangular en el que se representa el déficit de carga generada por la sustitución de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  y la carga compensatoria de las bases en el análisis de los cuarzos del perfil SR2, se observa que la mayoría de los puntos están muy cercanos al vértice del  $\text{Fe}^{3+}$  (Figura III.6.29). Sin embargo, los puntos que representan la composición en los bordes de los granos de cuarzo del horizonte Bt se alejan de dicho vértice, mostrando una composición más rica en  $\text{Al}^{3+}$  y Bases. Como se ha comentado anteriormente, los recubrimientos arcillosos de los granos de cuarzo pueden influir en esta situación. Aún así, estas coberteras pueden favorecer la disolución del mineral, tal y como se ha puesto de manifiesto en la sección III.4 de esta Tesis Doctoral. De esta forma, la superficie de los granos de cuarzo puede ser inestable químicamente, favoreciéndose la disolución mineral y por lo tanto el intercambio iónico con el medio edafoquímico.

Los depósitos de arcillas, y otras fases minerales, en la superficie, grietas, fisuras y límite entre cristales de granos policristalinos quedan

evidenciadas en las imágenes SEM-CL y en las de electrones retrodispersados (BSE). Estas imágenes también ponen de manifiesto las características morfoscópias y de alteración superficial de los granos de cuarzo. Sin embargo, las zonas con luminiscencia diferente en las imágenes SEM-CL sólo aparecen asociadas a la presencia de fases minerales distintas al cuarzo.



**Figura III.6.29.-** Representación triangular Al-Fe-Bases (expresados como cargas generadas - Al<sup>3+</sup> y Fe<sup>3+</sup> y cargas de compensación -Bases-) de los elementos traza de las bandas de cuarzo de la Roca madre del perfil SR2 y de la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte Bt del perfil SR2. **A:** caso de los distintos análisis en los cuarzos; **B:** valores medios.

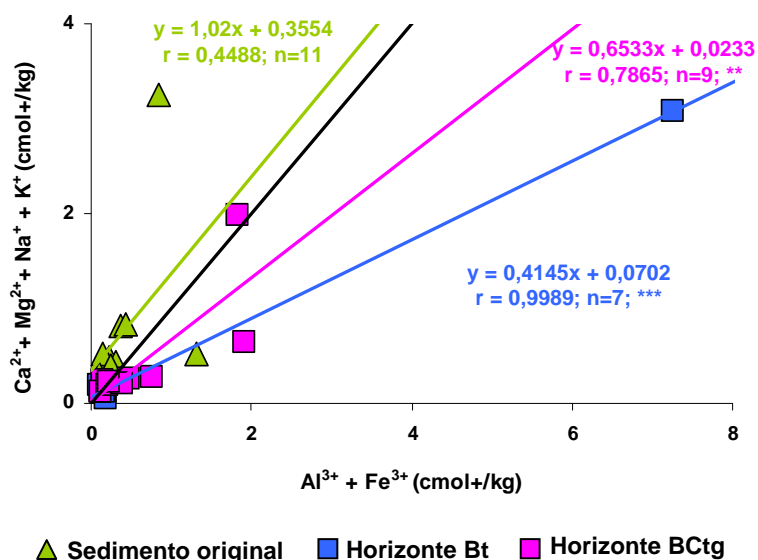
Bases consideradas: Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup>. Las líneas de colores discontinuas de los triángulos representan líneas de compensación de cargas para los elementos considerados: K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, H<sup>+</sup>.

### III.6.3.4.- Suelo Rojo sobre conglomerados del Llano de la Perdiz (perfil P3)

El estudio EMPA de los granos de cuarzo, tanto del sedimento original sobre el que se ha desarrollado este perfil como de los horizontes Bt y BCtg del suelo, muestra mayores concentraciones de elementos traza en el borde de los granos minerales respecto a sus centros (Tablas III.6.10, III.6.11 y III.6.12). Estas diferencias composicionales son más evidentes en los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera de los horizontes del perfil, siendo a su vez más claras en el caso del horizonte Bt.

La correlación entre los iones que pueden generar sustituciones heteroeléctricas en la estructura cristalina del cuarzo y aquellos que compensan el déficit de cargas generado muestra una elevada significación para los cuarzos

analizados en los horizontes del perfil, principalmente los del horizonte Bt (Figura III.6.30). En el caso de los granos de cuarzo analizados en el sedimento original, no existe significación estadística.



**Figura III.6.30.-** Relación entre las cargas generadas por la sustitución tetraédrica heteroeléctrica de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  y las cargas de compensación por la entrada de las bases  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{+}$  y  $\text{K}^{+}$  en la red cristalina del cuarzo. Resultados del cuarzo analizado en el perfil P3.

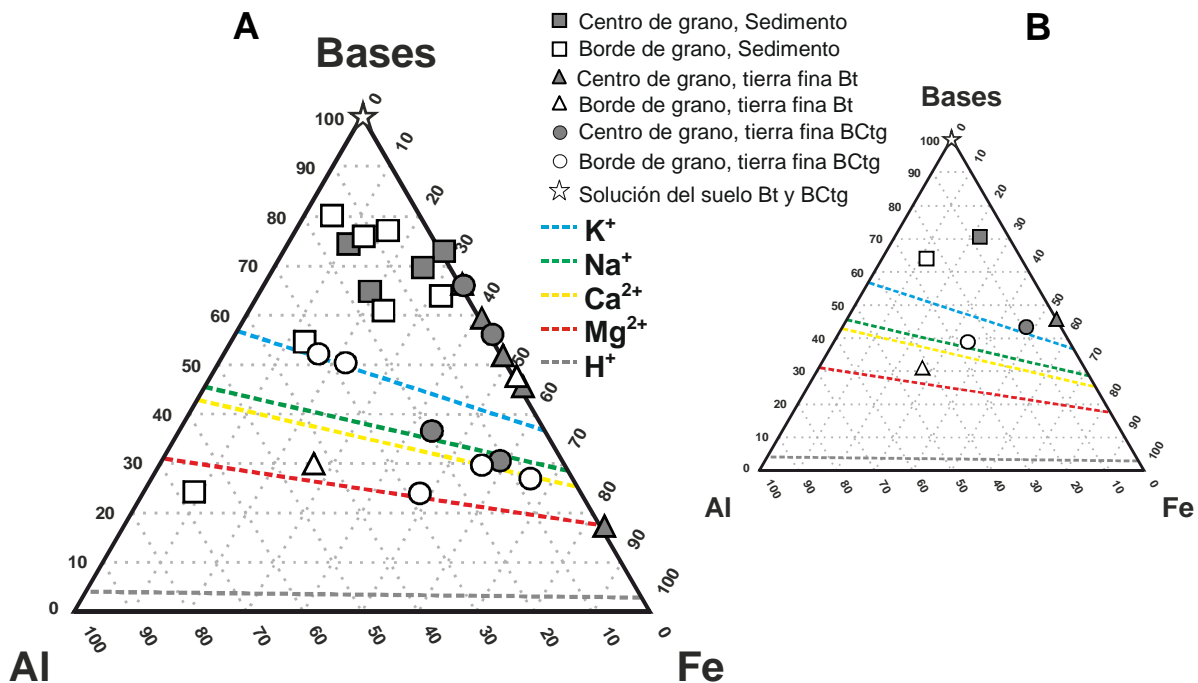
No se han diferenciado centros y bordes de grano. La línea negra corresponde a la línea de pendiente 1 ( $y = x$ ); la línea verde corresponde a la línea de tendencia lineal de los granos de cuarzo del sedimento original del perfil P3; la línea azul corresponde a la línea de correlación lineal de los granos de cuarzo de la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte Bt; la línea rosa corresponde a la línea de tendencia lineal de la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte BCta.

Se piensa, pues, que el contenido en elementos traza de los granos de cuarzo de los horizontes del perfil no se debe tanto a la herencia desde el material original sino que se debe principalmente a una evidente acción edafocímica del suelo.

En el diagrama triangular Al-Fe-Bases (Figura III.6.31), en el que se representa el déficit de carga generada por las sustituciones heteroeléctricas del  $\text{Si}^{4+}$  y las cargas de compensación por la entrada de bases en la estructura cristalina del cuarzo, se observa una distribución de puntos en distintos campos con valores de  $\text{Al}^{3+}$  relativamente bajos, en la mayoría de los casos. Aún así, los puntos que representan los bordes de los granos de cuarzo se sitúan más cercanos al vértice  $\text{Al}^{3+}$ . Este hecho es más evidente en el triángulo de la Figura III.6.31B, donde además se observa que esta tendencia es más significativa en el caso de los granos de cuarzo del horizonte Bt.



Estos resultados corroboran la idea planteada anteriormente de que los granos de cuarzo en el suelo han sufrido algún proceso de alteración edáfica con la consecuente distorsión composicional de los mismos. Esta alteración debe ser mayor en el horizonte Bt, como así lo pone de manifiesto el mayor contenido en elementos traza de sus granos de cuarzo, sobre todo en sus zonas más externas. Además, el análisis geoquímico de la solución del suelo de los horizontes del perfil P3 evidencia un ambiente activo para Bt y BCtg, donde las concentraciones de  $\text{SiO}_2$  son más bajas que el límite de solubilidad del cuarzo. En este caso también es el horizonte Bt el que muestra el ambiente más activo para el cuarzo, con una menor concentración de  $\text{SiO}_2$  en solución.



**Figura III.6.31.-** Representación triangular Al-Fe-Bases (expresados como cargas generadas  $-\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  y cargas de compensación -Bases-) de los elementos traza de los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del sedimento original del perfil P3 y de la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte Bt del perfil P3. **A:** caso de los distintos análisis en los cuarzos; **B:** valores medios. Bases consideradas:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ . Las líneas de colores discontinuas de los triángulos representan líneas de compensación de cargas para los elementos considerados:  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{H}^+$ .

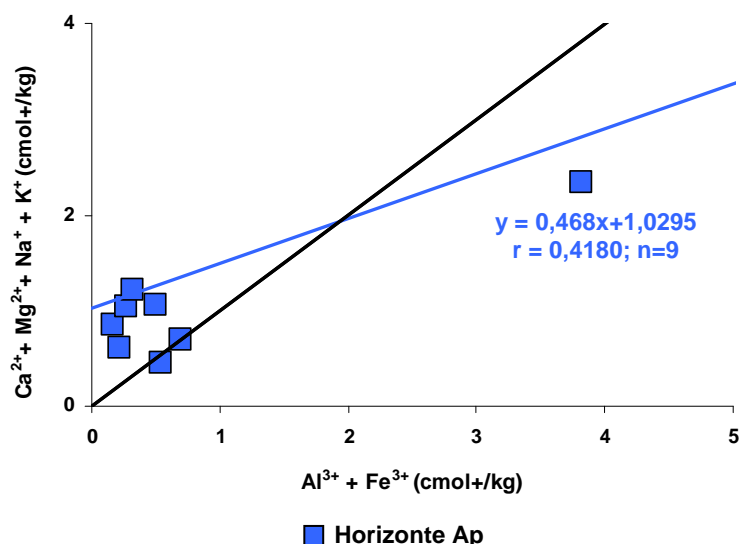
Los caracteres morfoscópicos y la alteración de los granos de cuarzo analizados en el perfil P3 se observan en las imágenes SEM-CL y en las de electrones retrodispersados (BSE) realizadas. Son las imágenes SEM-CL las que evidencian con mayor claridad las diferencias composicionales en las distintas zonas de los granos de cuarzo. En el caso de los granos del sedimento original, estas diferencias se deben, principalmente, a la presencia de inclusiones minerales mientras que en los granos de la arena fina ligera de los

horizontes se deben a patrones de alteración de los granos de cuarzo. Así se diferencian orlas de alteración superficial en los límites de los granos y en zonas de fisuras y límites entre cristales de granos policristalinos y también patrones parcheados de alteración, más característicos en el horizonte Bt de este perfil.

### III.6.3.5.- Fluvisol de la Vega de Granada (perfil P4)

En este perfil se ha realizado el estudio EMPA a granos de cuarzo característicos de la fracción arena fina ligera del horizonte superficial Ap, que se engloban dentro de morfotipos de granos de cuarzo con bajo grado de alteración superficial (submorfotipo 2a y morfotipo 6) (Figura III.5.61). Los resultados muestran que los elementos traza mayoritarios en estos granos son Fe, Ca, Al y K (Figura III.6.20). Si consideramos la existencia de sustituciones heteroeléctricas en la red cristalina de los cuarzos de este perfil, el papel de los iones  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  sería el de sustituir al  $\text{Si}^{4+}$  en el centro de los tetraedros de la estructura del cuarzo. Por su parte,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{K}^+$  actuarían como compensadores de carga en dichas sustituciones iónicas, junto con  $\text{Na}^+$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , reconocidos en cantidades menores (Figura III.6.20).

La correlación de los elementos que pueden sustituir al  $\text{Si}^{4+}$  con los que entran en la estructura cristalina del mineral para compensar el déficit de carga no es estadísticamente significativa en este perfil (Figura III.6.32).

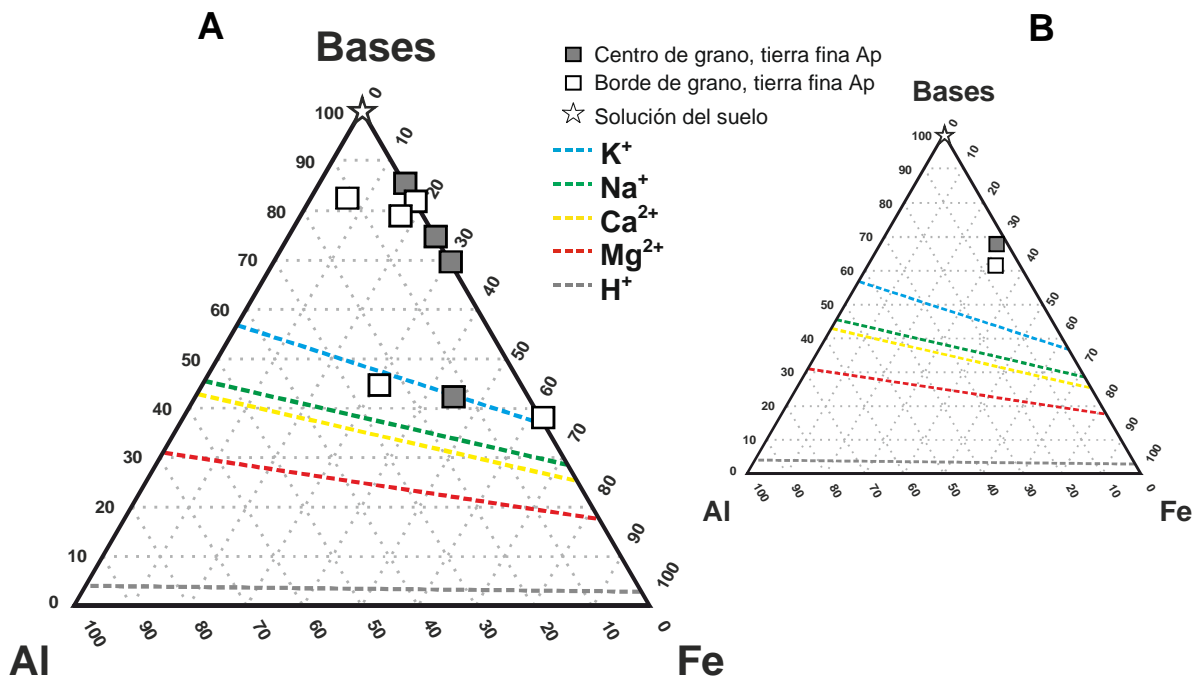


**Figura III.6.32.-** Relación entre las cargas generadas por la sustitución tetraédrica heteroeléctrica de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  y las cargas de compensación por la entrada de las bases  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  en la red cristalina del cuarzo. Resultados del cuarzo analizado en el perfil P4.

No se han diferenciado centros y bordes de grano. La línea negra corresponde a la línea de pendiente 1 ( $y = x$ ); la línea azul corresponde a la línea de correlación lineal de los granos de cuarzo de la arena fina ligera de la tierra fina del horizonte Ap.

Se supone, así, que las concentraciones registradas se deben más a contaminaciones minerales a modo de depósitos en la superficie y en fisuras de los granos de cuarzo o a la existencia de microinclusiones sólidas no reconocidas a la escala de observación.

Por su parte, en el triángulo de la Figura III.6.33 los puntos que representan el déficit y compensación de cargas en las sustituciones heteroeléctricas del mineral cuarzo, se distribuyen de forma homogénea en zonas con valores bajos de  $\text{Al}^{3+}$  y valores variables de  $\text{Fe}^{3+}$  y Bases, no reconociéndose diferencias importantes entre los centros y bordes de los granos minerales. Estos resultados son coherentes con la baja alteración superficial que caracteriza a los granos de cuarzo estudiados en este perfil.



**Figura III.6.33.-** Representación triangular Al-Fe-Bases (expresados como cargas generadas -  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$ - y cargas de compensación -Bases-) de los elementos traza de los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera de la tierra fina del horizonte Ap del perfil P4. **A:** caso de los distintos análisis en los cuarzos; **B:** valores medios.

Bases consideradas:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ . Las líneas de colores discontinuas de los triángulos representan líneas de compensación de cargas para los elementos considerados:  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{H}^+$ .

Dichos caracteres morfoscópicos también son observados en las imágenes BSE y SEM-CL de los granos de cuarzo del horizonte Ap (Figuras III.6.21 y III.6.22), donde se diferencian ciertas señales de alteración superficial, junto a composiciones minerales diferentes debido a la presencia de depósitos superficiales, rellenos de fisuras o inclusiones sólidas. Estas fases minerales distintas al cuarzo pueden ser la causa de que se hayan identificado, gracias al

estudio EMPA realizado, concentraciones de elementos traza distintos al  $\text{Si}^{4+}$  y  $\text{O}^{2-}$ . Pero también, las fisuras pueden actuar como zonas de circulación de fluidos y favorecer la alteración mineral y el posible intercambio iónico en el cuarzo. Es precisamente en estas zonas de fisura donde principalmente se observan intensidades de luminiscencia diferentes, al resto de la superficie del grano mineral, en las imágenes SEM-CL de los granos de cuarzo estudiados en el perfil P4. Se abre la puerta a un mayor estudio de estas zonas, como posibles vías de alteración del mineral cuarzo.

Las conclusiones obtenidas de estos resultados pueden corroborarse con el hecho de que el perfil P4 representa a un suelo joven, con un aporte continuo de materiales y sin mucho desarrollo edáfico, lo que hace pensar que los granos de cuarzo de su tierra fina no han sufrido procesos de alteración importantes. Además, la concentración de  $\text{SiO}_2$  en la solución del suelo del horizonte Ap es muy elevada en relación a su límite de saturación en agua destilada (Figura III.3.9), siendo el cuarzo muy estable en el medio edafocímico de dicho horizonte.



#### **III.6.4.- ANÁLISIS MULTIVARIANTE DE LA CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS TRAZA EN EL CUARZO**

El análisis EMPA se ha realizado en cuarzos de los materiales originales y en granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera de horizontes de suelo seleccionados. Las muestras se han elegido en función de los morfotipos más representativos de granos de cuarzo que contienen (Tabla III.6.1). Recordemos:

En el perfil P1 se ha seleccionado el horizonte BCk para analizar granos de cuarzo del residuo insoluble de sus gravas carbonatadas y de la fracción arena fina ligera de su tierra fina, ya que el morfotipo más representativo, entre otros, es el morfotipo 3. Éste se caracteriza por granos policristalinos, de aspecto framboidal, con distintos grados de recristalización superficial, a los que se les supone un origen neoforado en el medio sedimentario o en el suelo.

En el perfil P2 se han estudiado las bandas ricas en cuarzo de sus Rocas madre y los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del horizonte AC, representado principalmente por el morfotipo 6, con granos de cuarzo policristalinos, con pocas señales de alteración superficial y de origen metamórfico.

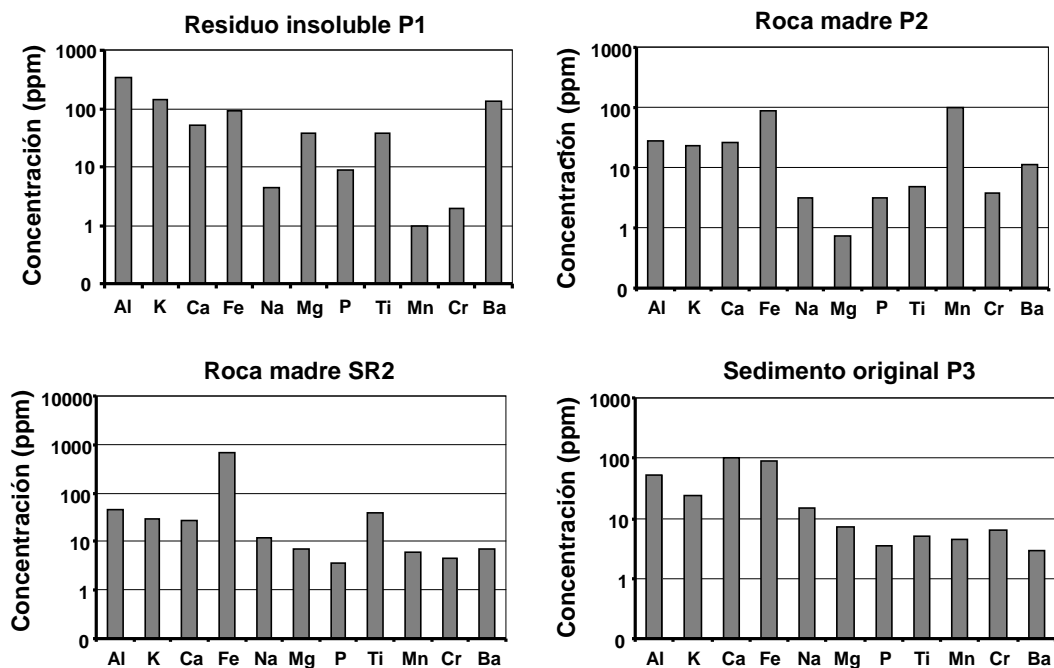
En SR2, al igual que en P2, se han analizado las bandas ricas en cuarzo de sus Rocas madre. Este suelo se caracteriza por una mayor evolución edáfica, con un horizonte de alteración Bt. Son los granos de la arena fina ligera de dicho horizonte los que se han analizado con EMPA, ya que se caracterizan por presentar rasgos de alteración superficial. Pertenecen, principalmente, al submorfotipo 2b de granos mono o policristalinos de pocos cristales, y al morfotipo 4 de granos policristalinos, ambos con un grado medio de alteración superficial.

El perfil P3 es el más evolucionado de los perfiles estudiados. Se ha desarrollado sobre sedimentos de la Formación Alhambra de los que se han seleccionados granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera, con cierta alteración superficial, pertenecientes al submorfotipo 2b y al morfotipo 4. También se han analizado los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera de dos de los horizontes de mayor desarrollo del perfil, que muestran superficies con caracteres de alteración superficial. Se tratan de los horizontes Bt, representado principalmente por el submorfotipo 2b y el morfotipo 4, y BCtg, representado por el submorfotipo 2c y el morfotipo 6.

Finalmente, en el horizonte P4 sólo se han analizado los granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera del horizonte Ap, ya que se trata de un

Fluvisol desarrollado sobre sedimentos sometidos a un continuo reciclaje. Los granos de cuarzo más representativos del horizonte pertenecen al submorfofoto 2a y al morfofoto 6, caracterizados por mostrar bajos grados de alteración superficial.

El contenido total de elementos traza (sin diferenciar los datos de centro y borde) de los granos de cuarzo muestra una gran variabilidad entre los distintos materiales originales de los perfiles, dada la diferente naturaleza de los mismos (Figura III.6.34).

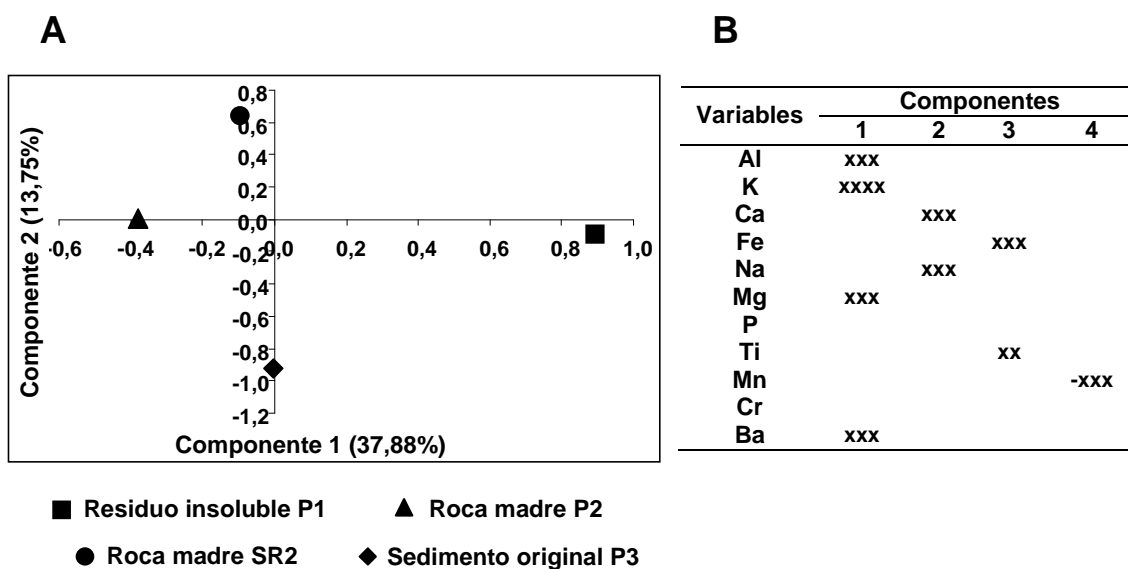


**Figura III.6.34.-** Concentración total de elementos traza de los cuarzos analizados en los materiales originales de los perfiles estudiados.

De todos los materiales originales, el residuo insoluble del perfil P1 es el que contiene granos de cuarzo con el mayor número de elementos traza con concentraciones superiores a 10 ppm (Figura III.6.34). En el cuarzo del resto de los materiales, las mayores concentraciones están representadas, principalmente, por Al, K, Ca y Fe, existiendo algunas excepciones como Mn para la Roca madre del perfil P2, Ti para la Roca madre del perfil SR2 y Na para el Sedimento original del perfil P3 (Figura III.6.34).

Para comprobar si las diferencias composicionales observadas entre los materiales originales de los suelos son significativas estadísticamente, se ha llevado a cabo un Análisis Factorial, con el método de extracción de los Componentes Principales, teniendo en cuenta todos los datos de las

concentraciones en elementos traza de los cuarzos analizados (Figura III.6.35). El ajuste de este Análisis Factorial a las variables tenidas en cuenta ha permitido definir al sistema mediante cuatro componentes que explican el 73,6% de la varianza.



**Figura III.6.35.-** Análisis Factorial de la composición de elementos traza en los cuarzos de los materiales originales de los perfiles estudiados. **A:** representación gráfica de los scores de los materiales originales de los perfiles; **B:** cargas factoriales de las variables.

Método de extracción: Componentes Principales; Método de Rotación: Varimax.

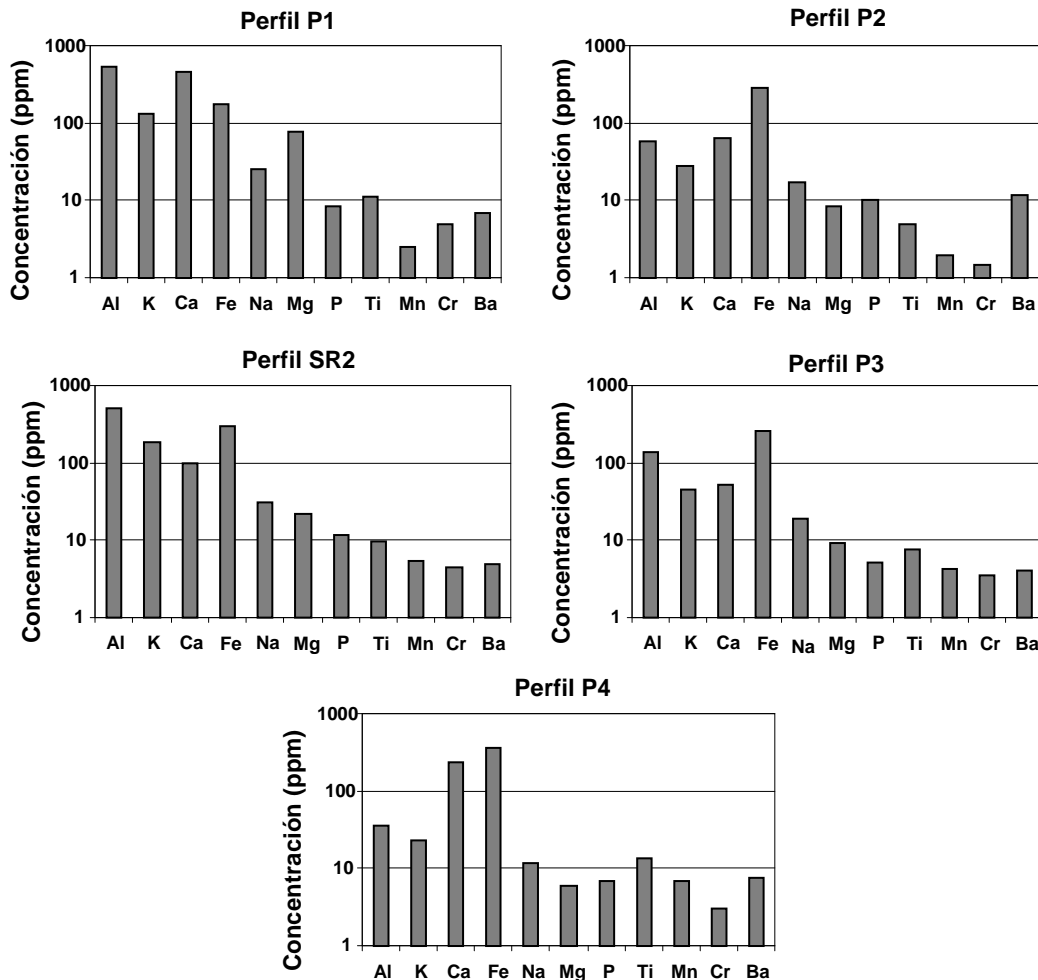
Varianza explicada: Componente 1 (37,88%), Componente 2 (13,75%), Componente 3 (12,03%), Componente 4 (9,89%). Cargas factoriales:  $0,6 \leq x < 0,7$ ;  $0,7 \leq xx < 0,8$ ;  $0,8 \leq xxx < 0,9$ ;  $0,9 \leq xxxx < 1$

La naturaleza diferente de los materiales originales de los perfiles queda corroborada en este análisis estadístico. Se observa que el Residuo insoluble del perfil P1 es el material que más se diferencia del resto. Por su parte, las Rocas madre de los perfiles P2 y SR2 están más cercanas entre sí y el Sedimento original del perfil P3 se sitúa en una posición intermedia (Figura III.6.35). La distinción tan evidente del Residuo insoluble puede deberse al origen, en parte neoformado, de los granos de cuarzo que contiene. Así, durante los procesos de neoformación y recristalización en el medio sedimentario y/o edáfico, los granos de cuarzo pueden incorporar a su estructura cristalina mayor número de elementos diferentes al Si y O, a partir de los fluidos del medio. Por su parte, la similitud entre las Rocas madre de los perfiles P2 y SR2 deriva de que los cuarzos analizados en ambos casos pertenecen a rocas metamórficas procedentes de afloramientos rocosos de Sierra Nevada. Los cuarzos de origen metamórfico, a su vez, se caracterizan por incluir en su estructura cristalina menor cantidad de elementos traza (Monecke, Kempe y Götze, 2002). Por



último, los granos de cuarzo del Sedimento original del perfil P3 proceden de conglomerados, arenas y lutitas de la Formación Alhambra. La variabilidad de los tipos de cuarzos hace que este Sedimento muestre una relación intermedia con el resto de los materiales originales de los perfiles analizados, en relación al contenido en elementos traza de dichos granos minerales.

El contenido total de elementos traza (sin diferenciar los datos de centro y borde) de los granos de cuarzo de los horizontes seleccionados en los perfiles de suelo estudiados, también muestra diferencias entre ellos (Figura III.6.36).

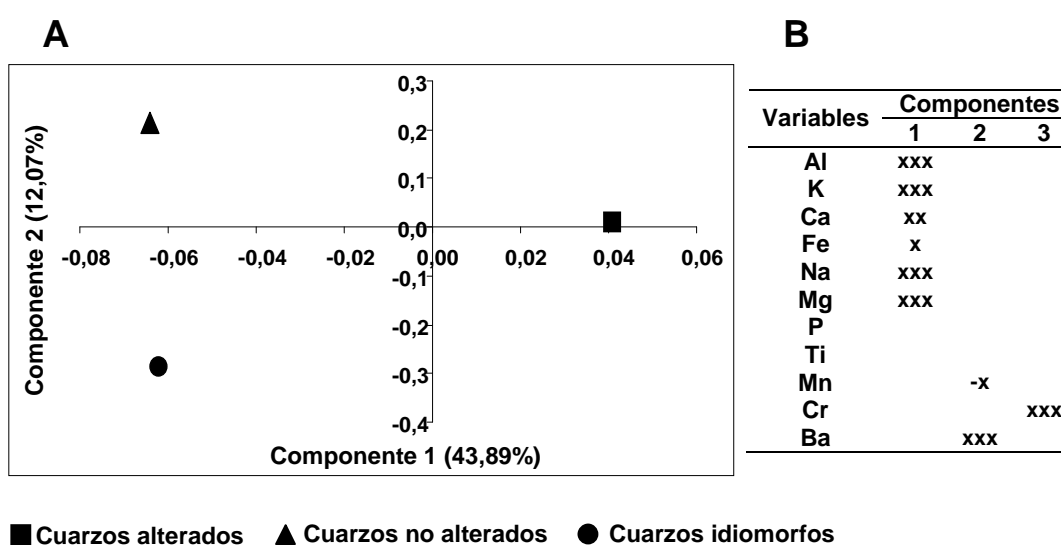


**Figura III.6.36.-** Concentración total de elementos traza de los cuarzos analizados en los horizontes de los perfiles estudiados.

Los granos de cuarzo analizados en el perfil P1 son los que muestran mayor variabilidad de elementos traza con concentraciones superiores a 10 ppm. En el resto de los perfiles los elementos mayoritarios son Al, K, Ca, Fe, Na y Mg (Figura III.6.36).

Todos los granos de cuarzo analizados en la arena fina ligera de los suelos, se caracterizan por presentar unos caracteres morfoscópicos que, a grandes rasgos, permiten clasificarlos en tres grandes grupos con sentido genético: 1) granos con evidentes señales de alteración superficial; 2) granos sin señales de alteración superficial; y 3) granos con crecimientos idiomorfos.

En función de estos grupos de granos de cuarzo, se ha realizado un Análisis Factorial, con el método de extracción de los Componentes Principales y método de rotación Varimax, teniendo en cuenta todos los datos de las concentraciones de elementos traza que los caracterizan (Figura III.6.37).



**Figura III.6.37.-** Análisis Factorial de la composición de elementos traza en los cuarzos de la arena fina ligera de los perfiles estudiados. **A:** representación gráfica de los scores de los grupos de granos de cuarzo; **B:** cargas factoriales de las variables. Método de extracción: Componentes Principales; Método de Rotación: Varimax. Varianza explicada: Componente 1 (43,89%), Componente 2 (12,07%), Componente 3 (9,79%) Cargas factoriales:  $0,6 \leq x < 0,7$ ;  $0,7 \leq xx < 0,8$ ;  $0,8 \leq xxx < 0,9$ ;  $0,9 \leq xxxx < 1$

El sistema, en este caso, queda definido por tres componentes que explican el 65,7% de la varianza. El primer componente (43,89% de la varianza) contiene los principales elementos que participan en las sustituciones heteroeléctricas del mineral cuarzo, bien reemplazando al  $\text{Si}^{4+}$  en el centro de los tetraedros, bien compensando el déficit de carga generado. Éste permite diferenciar muy bien entre sí a los granos de cuarzo que muestran alteración superficial del resto (Figura III.6.37).

El segundo y tercer componente (12,07% y 9,79% de la varianza, respectivamente) están constituidos por elementos traza, menos comunes en dichas sustituciones, pero que pueden presentarse en inclusiones líquidas y/o sólidas de este mineral.



**III.7.- ESTUDIO MICROESTRUCTURAL Y  
MICROCRISTALINO (TEM-EDX) DEL  
CUARZO**



### III.7.1.- INTRODUCCIÓN

Para complementar los resultados obtenidos en el estudio de los granos de cuarzo desarrollado en la sección III.6 de esta Memoria, se ha realizado un análisis mediante Microscopía electrónica de transmisión y Espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X (TEM-EDX). El objetivo de este estudio ha sido analizar las posibles diferencias microestructurales y composicionales del cuarzo en relación a sus distintas características, principalmente aquellas relacionadas con sus estados de alteración superficial. Para ello se han obtenido diagramas de difracción de electrones de una zona seleccionada en los granos de cuarzo (SAED pattern) y espectros de energía dispersiva de Rayos-X (espectros EDX) de dichas zonas. Como referencia necesaria para la interpretación de los diagramas de difracción de electrones, en la Tabla III.7.1 se indican los parámetros de red del cuarzo.

Tabla III.7.1.- Ficha ASTM del cuarzo (JCPDS, 1974).

#### 5-0490 MINOR CORRECTION

d	3.34	4.26	1.82	4.26	SiO <sub>2</sub>					
I/I <sub>i</sub>	100	35	17	35	SILICON OXIDE			QUARTZ, LOW		
Rad. CuKα <sub>1</sub>	λ 1.5405		Filter Ni		d Å	I/I <sub>i</sub>	hkl	d Å	I/I <sub>i</sub>	hkl
Dia.	Cut off		Coll		4.26	35	100	1.228	2	220
I/I <sub>i</sub> G.C. DIFFRACTOMETER	d corr. abs.t				3.343	100	101	1.19997	3	213
Ref. SUANSON AND FUYAT, NBS CIRCULAR 539, VOL.III (1953)					2.458	12	110	1.1973	2	221
					2.282	12	102	1.1838	4	114
					2.237	6	111	1.1802	4	310
Sys. HEXAGONAL	S.G. D - P <sub>3</sub> 21				2.128	9	200	1.1530	2	311
a <sub>0</sub> 4.913	b <sub>0</sub>	c <sub>0</sub> 5.405	A 4	C1.10	1.980	6	201	1.1408	<1	204
α	β	γ	Z 3 <sup>3</sup>		1.817	17	112	1.1144	<1	303
Ref. IBID.					1.801	<1	003	1.0816	4	312
					1.672	7	202	1.0636	1	400
εa	n ω β 1.544ε γ 1.553		Sign +		1.659	3	103	1.0477	2	105
2V	Dx2.647 mp		Color		1.608	<1	210	1.0437	2	401
Ref. IBID.					1.541	15	211	1.0346	2	214
					1.453	3	113	1.0149	2	223
					1.418	<1	300	0.9896	2	402, 115
MINERAL FROM LAKE TOXAWAY, N.C. SPECT. ANAL.:					1.382	7	212	.9872	2	313
<0.01% AL; <0.001% CA, CU, FE, MG.					1.375	11	203	.9781	<1	304
X-RAY PATTERN AT 25°C					1.372	9	301	.9762	1	320
REPLACES 1-0649, 2-0458, 2-0459, 2-0471, 3-0419					1.288	3	104	.9607	2	321
					1.256	4	302	.9285	<1	410

La realización de este estudio se ha llevado a cabo sobre granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera de horizontes seleccionados de cada uno de los suelos elegidos para el desarrollo de esta investigación. La elección de dichos horizontes se ha basado en la presencia de determinados morfotipos de granos de cuarzo, singulares por sus características morfoscópias, siendo así característicos del horizonte. En el perfil P1 se ha seleccionado el horizonte Ah por contener granos de cuarzo del morfotipo 5, caracterizados por ser

principalmente policristalinos y con crecimientos paralelos de cristales con hábitos muy parecidos a las formas idiomorfas del mineral. Un avance de los resultados obtenidos en el análisis de estos granos de cuarzo se presentó en la *International Conference 100 years Bulgarian Soil Science* (Márquez *et al.*, 2011).

De los dos perfiles localizados en Sierra Nevada sólo se ha seleccionado el perfil P2 para realizar este estudio. En él se ha elegido el horizonte Ah1, ya que muestra un significativo porcentaje de granos de cuarzo con evidencias de alteración superficial (submorfortipo 2b). Dado que se trata de un perfil relativamente poco evolucionado, es interesante el análisis de este tipo de granos de cuarzo. Resultados previos de este estudio se presentaron en la *XXVI Reunión de la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo* (Márquez *et al.*, 2007a) y en la *International Conference 100 years Bulgarian Soil Science* (Márquez *et al.*, 2011).

El perfil P3, al contrario que el perfil P2, se corresponde con un suelo de una elevada evolución edáfica. En dicho perfil se ha seleccionado el horizonte Bt para realizar el estudio TEM-EDX de sus granos de cuarzo, caracterizados por mostrar evidentes señales de alteración superficial (submorfortipo 2c).

Finalmente, en el perfil P4 se ha seleccionado el horizonte 4C2, por presentar, principalmente, granos de cuarzo policristalinos, de origen metamórfico y sin evidencias de alteración superficial (morfortipo 6), y por ser el único horizonte del perfil en el que aparecen granos de cuarzo pertenecientes al morfortipo 5.

Los tipos de granos de cuarzo seleccionados para el estudio TEM-EDX han sido los mismos que han servido para elegir los horizontes a estudiar. La elección de dichos granos minerales se ha realizado mediante la observación, bajo microscopio óptico, de láminas delgadas de la fracción arena fina ligera de cada uno de los horizontes. Los criterios de selección se han basado en los caracteres utilizados en la definición de los morfortipos y submorfortipos de granos de cuarzo, y que pueden identificarse en lámina delgada como: 1) número aparente de cristales, 2) naturaleza cristalográfica de su superficie, 3) forma geométrica del grano, 4) grado de redondeamiento, 5) morfología cristalina y 6) grado relativo de alteración-meteorización.

En granos con evidentes muestras de alteración superficial se han realizado estos estudios seriados desde el exterior al interior de los granos

minerales, para determinar posibles diferencias entre distintas zonas de un mismo grano.

Tras la selección, los granos de cuarzo han sido preparados adecuadamente para su estudio mediante TEM-EDX, tal y como se describe en la sección de Material y Métodos de esta Tesis Doctoral (Parte II). En este proceso de preparación, los granos de cuarzo se encuentran orientados, lo que permite conocer qué zonas de estudio son las correspondientes al borde o centro de los mismos. Las imágenes TEM, incluidas en los apartados siguientes de esta sección, muestran las zonas preservadas de los granos de cuarzo (zonas oscuras) tras el adelgazamiento iónico realizado, necesario para obtener zonas lo más finas posibles de los granos minerales, para hacer así adecuado el estudio mediante TEM-EDX.





### III.7.2.- RESULTADOS

Se presentan a continuación los resultados obtenidos en el estudio TEM-EDX de los distintos tipos de granos de cuarzo seleccionados en los horizontes de suelo indicados anteriormente. Se incluye una descripción, bajo microscopio óptico, de la fracción arena fina ligera de los mismos y de los tipos de granos de cuarzo que contiene.

En algunos diagramas EDX mostrados a continuación aparecen los picos del C y del Cu. El primer caso se debe al proceso de metalización de las muestras realizado con dicho elemento. El segundo caso se debe a la naturaleza del sustrato sobre el que se han montado los granos minerales, que consiste en un aro de cobre deteriorado durante el adelgazamiento iónico al que se someten las muestras y del que se desprenden pequeñas partículas que pueden quedar depositadas sobre las zonas de estudio.

#### III.7.2.1.- Horizonte Ah del perfil P1

La fracción arena fina ligera del horizonte Ah del perfil P1 está constituida principalmente por carbonatos, siendo el cuarzo un mineral menos abundante, como bien lo reflejan los datos mineralógicos (Tabla III.2.2).

En lámina delgada el cuarzo aparece mayoritariamente como granos monocristalinos con límites bien definidos, que en algunos casos muestran contornos pseudo hexagonales, recordando a las secciones perpendiculares al eje *c* de cristales de cuarzo idiomorfos. Son pocos los granos policristalinos. Algunos granos de cuarzo muestran fisuras y, en otros casos, límites con señales de disolución, aunque estos últimos son poco abundantes.

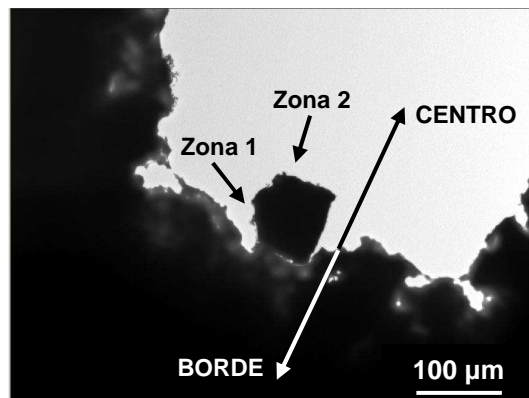
Para la realización del estudio TEM-EDX se han elegido dos granos de cuarzo (grano A y grano B) con morfologías que recuerdan a las ideales de este mineral (granos idiomorfos), pertenecientes al morfotipo 5 (ver sección III.5 de esta Memoria).

En el grano A se ha analizado una zona cercana al borde del grano (Zona 1) y otra localizada más cerca de la zona central del mismo (Zona 2) (Figura III.7.1).

La Zona 1 se caracteriza por presentar un diagrama de difracción de electrones que muestra los espaciados reticulares del cuarzo (Figura III.7.2A). Sin discusión se trata de un grano de cuarzo.

El espectro EDX obtenido en esta zona, coherente con la anterior observación, muestra una composición mayoritaria de Si y O con otros

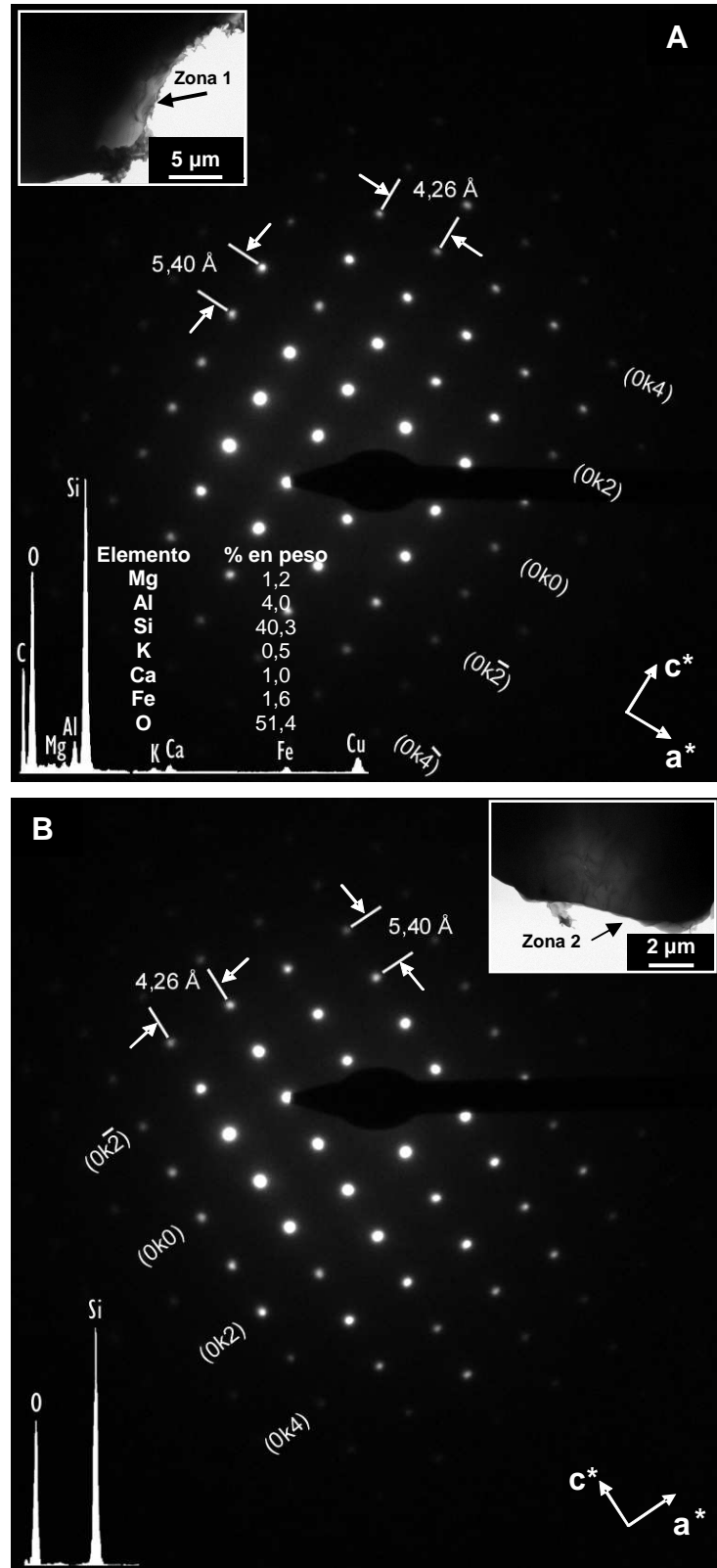
elementos minoritarios como Al, Ca, Fe, K y Mg (Figura III.7.2A). No se deben confundir estos elementos distintos del Si y O con impurezas en la red cristalina del cuarzo, tal como fueron detectados mediante EMPA (ver sección III.6 de esta Memoria). Las cantidades medidas en tanto por ciento con TEM-EDX (Figura III.7.2A) son muy superiores ( $\times 10^4$ ) respecto a las cantidades en partes por millón obtenidas con EMPA (Tabla III.6.3). Por ejemplo Al constituye el 4,0% en las medidas con TEM-EDX mientras que se presenta con valores medios de 275ppm (0,0275%) o 789ppm (0,0789%) en las medidas realizadas con EMPA en granos de cuarzo de la arena fina ligera de este perfil (Tabla III.6.3). De esta manera se plantea la posibilidad de que los elementos distintos al Si y O detectados con TEM-EDX se deban a la presencia de inclusiones minerales, o depósitos, que no pueden observarse en la imagen TEM obtenida y que no quedan reflejados en el diagrama de difracción de electrones (Figura III.7.2A). Podrían ser filosilicatos de la arcilla secundarios, mezclados con formas de hierro.



**Figura III.7.1.-** Imagen TEM de las Zonas estudiadas en el grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte Ah del perfil P1.

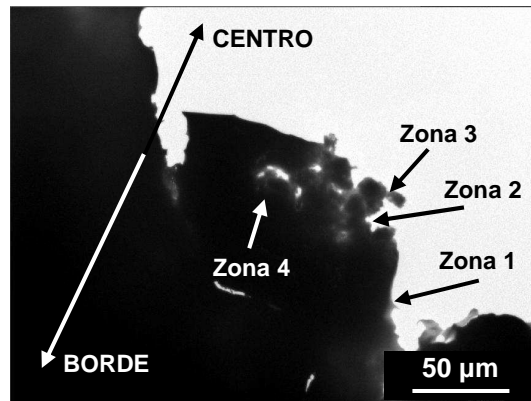
La Zona 2, más cercana al centro del grano mineral, muestra, nuevamente, un diagrama de difracción de electrones, y una composición elemental, características del mineral cuarzo, no reconociéndose ninguna fase mineral diferente (Figura III.7.2B).

En el grano B se han analizado cuatro zonas tal y como lo muestra la Figura III.7.3. La Zona 1 es la más cercana al borde del grano mientras que el resto de zonas se localizan más próximas al centro de éste.



**Figura III.7.2.-** Estudio TEM del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte Ah del perfil P1. **A:** Zona 1. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*$ - $c^*$ ; y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X; se indica el contenido, en % en peso, de los elementos reconocidos. **B:** Zona 2. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*$ - $c^*$ , y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X.

En todos los casos, tanto los diagramas de difracción de electrones como los espectros EDX son los típicos del mineral cuarzo, no reconociéndose diferencias estructurales ni composicionales en función de la zona estudiada (Figuras III.7.4, III.7.5 y III.7.6).



**Figura III.7.3.-** Imagen TEM de las Zonas estudiadas en el grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte Ah del perfil P1.

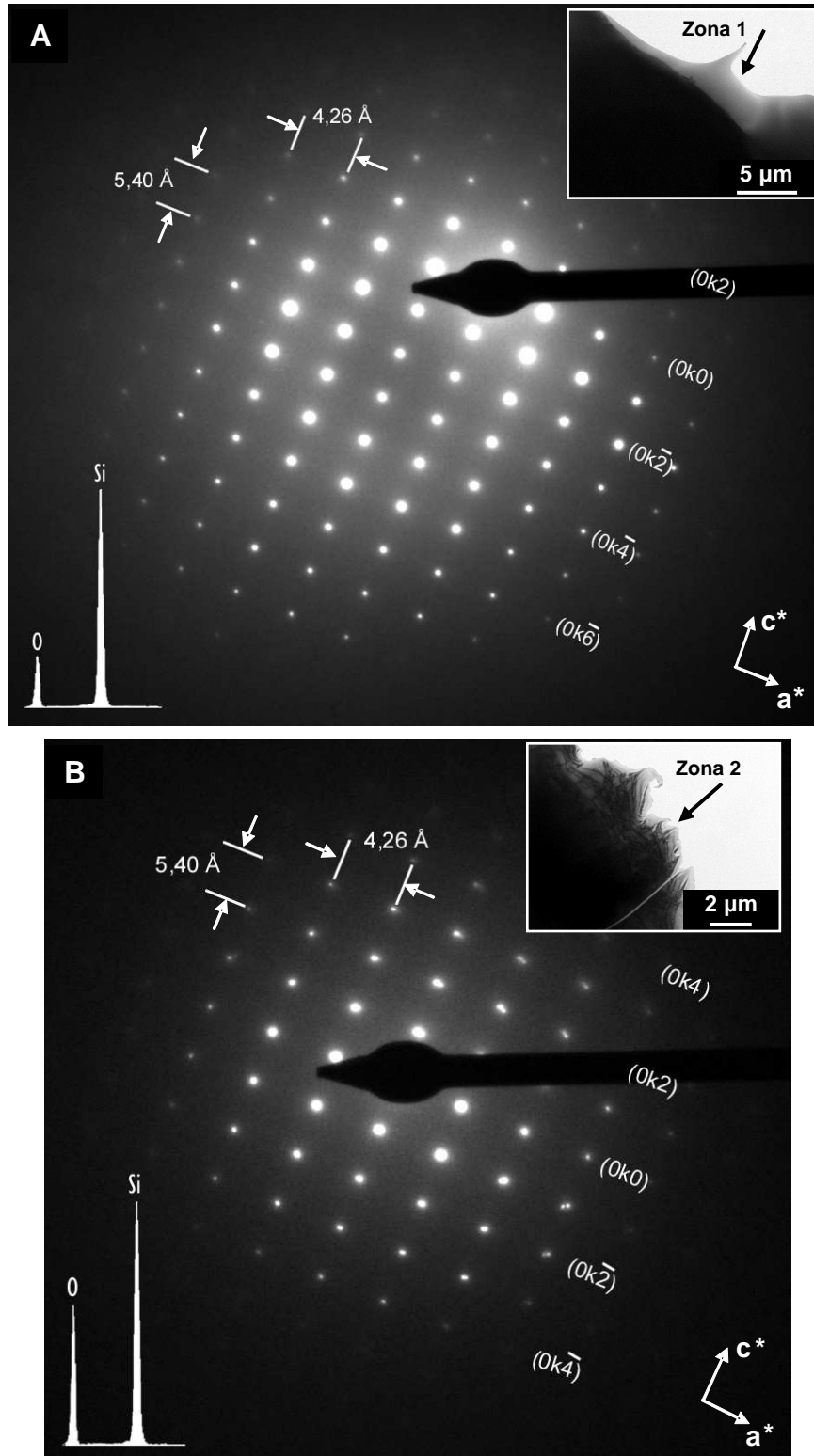
El diagrama de difracción de electrones de la Zona 1 (Figura III.7.4A) es típico del cuarzo por sus espaciados. La aparente baja nitidez de la imagen (el fondo no aparece totalmente negro) puede considerarse un artefacto experimental debido al grosor de la muestra en el punto de análisis. En estos casos se producen fenómenos de dispersión del haz de electrones que hacen que la difracción deje de ser cinemática para convertirse en difracción dinámica (Williams y Carter, 1996).

En la Zona 2 el diagrama de difracción de electrones se caracteriza por la presencia de puntos dobles (Figura III.7.4B).

El desdoblamiento de puntos en un diagrama de difracción de electrones puede deberse, entre otros, a la existencia de una superestructura cristalina, la presencia de maclas o la superposición de cristales en la zona difractada (Williams y Carter, 1996). El cuarzo no se caracteriza por tener una superestructura y las maclas no han sido observadas en las imágenes TEM realizadas por lo que, en este caso, la presencia de puntos dobles posiblemente se debe a la superposición de cristales, produciéndose la difracción de dos redes cristalinas con pequeñas diferencias de orientación.

De las dos estructuras cristalinas reconocidas en el diagrama de difracción de electrones se indica el espaciado reticular de la que muestra puntos de difracción con mayor intensidad. Dichas estructuras cristalinas pertenecen a

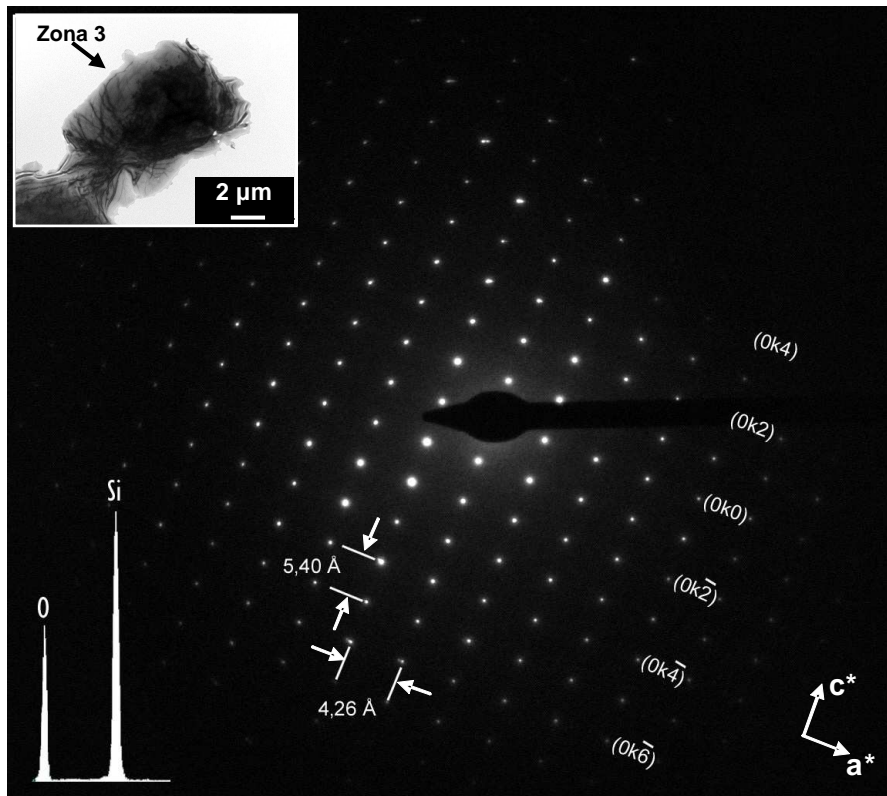
dos cristales, algo rotados entre sí, de la misma naturaleza, tal y como lo ponen de manifiesto los espaciados reticulares calculados y el espectro EDX (Figura III.7.4B).



**Figura III.7.4.-** Estudio TEM del grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte Ah del perfil P1. **A:** Zona 1. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*$ - $c^*$ , y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X. **B:** Zona 2. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*$ - $c^*$ , y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X.

El hecho de que en el diagrama de difracción los puntos no contrasten con un borde neto con el fondo, sino que sea algo difuso, puede deberse, igual que en el caso anterior, a fenómenos de dispersión del haz de electrones por tener la muestra mayor espesor en la zona analizada.

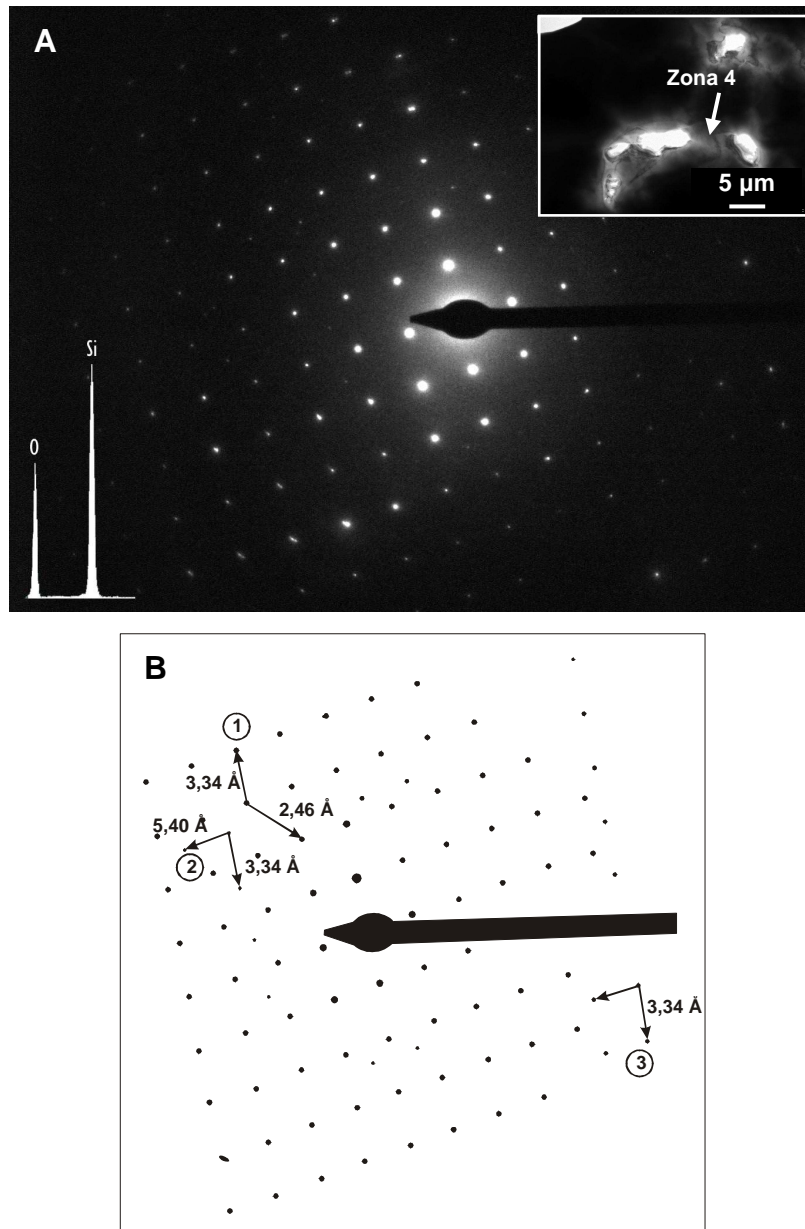
La Zona 3 estudiada se caracteriza por un diagrama de difracción de electrones con un mayor campo de puntos difractados y más nítido que en casos anteriores debido al menor espesor de la muestra en esta zona (Figura III.7.5).



**Figura III.7.5.-** Estudio TEM de la Zona 3 del grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte Ah del perfil P1. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*$ - $c^*$ , y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X.

En la zona difractada es característica la presencia de puntos de difracción dobles pertenecientes a dos estructuras cristalinas superpuestas y ligeramente rotadas entre sí. Ambas pertenecen al mineral cuarzo, indicado por los espaciados reticulares calculados y por el espectro EDX realizado (Figura III.7.5). Al igual que en el caso anterior, en la Figura III.7.5 se indica el espaciado de la estructura cristalina con los puntos de difracción más luminosos.

Finalmente, la Zona 4 del grano B también muestra un diagrama de difracción de electrones relativamente nítido y por lo tanto perteneciente a una zona más delgada de la muestra (Figura III.7.6A).



**Figura III.7.6.-** Estudio TEM de la Zona 4 del grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte Ah del perfil P1. **A:** diagrama de difracción de electrones y espectro de energía dispersiva de Rayos-X; **B:** esquema representativo del diagrama de difracción de electrones de la Figura III.7.8A. La estructura cristalina 1 tiene una orientación paralela a (101)-(110). La estructura cristalina 2 tiene una orientación paralela a  $c^*$ -(101). En la estructura cristalina 3 sólo se ha podido calcular el espaciado reticular en la dirección (101).

Los puntos de difracción resultantes no responden a una sola estructura mineral sino a varias. En el esquema de la Figura III.7.6B se han señalado las tres estructuras cristalinas diferentes que aparecen en el diagrama de difracción. La estructura 1 se caracteriza por tener los puntos de difracción con mayor intensidad y, a su vez, muestra puntos dobles, sobre todo hacia las zonas



periféricas de la imagen (Figura III.7.6). Las estructuras 2 y 3, cuyos puntos de difracción tienen muy baja intensidad, están intercaladas entre la difracción principal (Figura III.7.6). Como en casos anteriores esta configuración se debe a la superposición de cristales, ligeramente desplazados entre sí, pertenecientes al mineral cuarzo, ya que los espaciados reticulares y el espectro EDX así lo demuestran.

En síntesis se puede afirmar que los granos idiomorfos del morfotipo 5 seleccionados en este perfil, muestran una configuración estructural y una composición elemental semejantes a las del cuarzo ideal, no reconociéndose alteraciones destacables en dichas propiedades ni a nivel de grano ni entre las distintas zonas estudiadas de un mismo grano. Sólo en el grano A se han reconocido elementos distintos al Si y al O en una zona cercana al borde del mismo. Pueden corresponder, como se ha comentado anteriormente, a inclusiones minerales o a impurezas depositadas en su superficie. Aún así, puede considerarse también que la presencia de estos elementos se deba a posibles sustituciones isomórficas de  $Al^{3+}$  por  $Si^{4+}$ , con la entrada en la estructura de cationes  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  y  $K^+$ , principalmente, para compensar el déficit de carga generado, tal y como se ha demostrado en otras secciones de esta Tesis Doctoral. Sería una contribución muy pequeña como ya se ha discutido.

### III.7.2.2.- Horizonte Ah1 del perfil P2

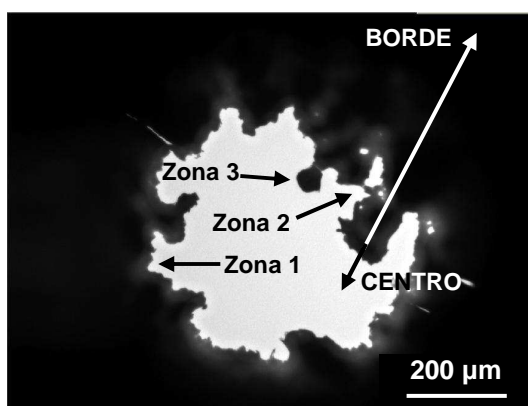
En este perfil P2 se ha seleccionado la arena fina ligera del horizonte Ah1 donde el contenido en cuarzo de esta fracción granulométrica es muy elevado (Tabla III.2.4).

Bajo microscopio óptico, este mineral aparece, frecuentemente, a modo de granos policristalinos. Sin embargo, los granos de cuarzo más abundantes son monocristalinos, en muchos casos con fisuras, que muestran límites que no están bien definidos, con contornos irregulares y estructuras parecidas a golfos de corrosión. Éstos se corresponden con los agrupados dentro de los submorfotipos 2b y/o 2c (ver sección III.5 de esta Memoria).

Para la realización del estudio con TEM-EDX se ha elegido un grano de cuarzo con evidencias de alteración superficial reflejadas en límites redondeados y en la presencia de golfos de corrosión.

Tras el adelgazamiento por bombardeo iónico del aro de cobre sobre el que se ha montado la muestra a estudiar, se ha perdido la zona más central del

grano de cuarzo, por lo que se han analizado tres Zonas más cercanas a su borde (Figura III.7.7).



**Figura III.7.7.-** Imagen TEM de las Zonas estudiadas en el grano de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Ah1 del perfil P2.

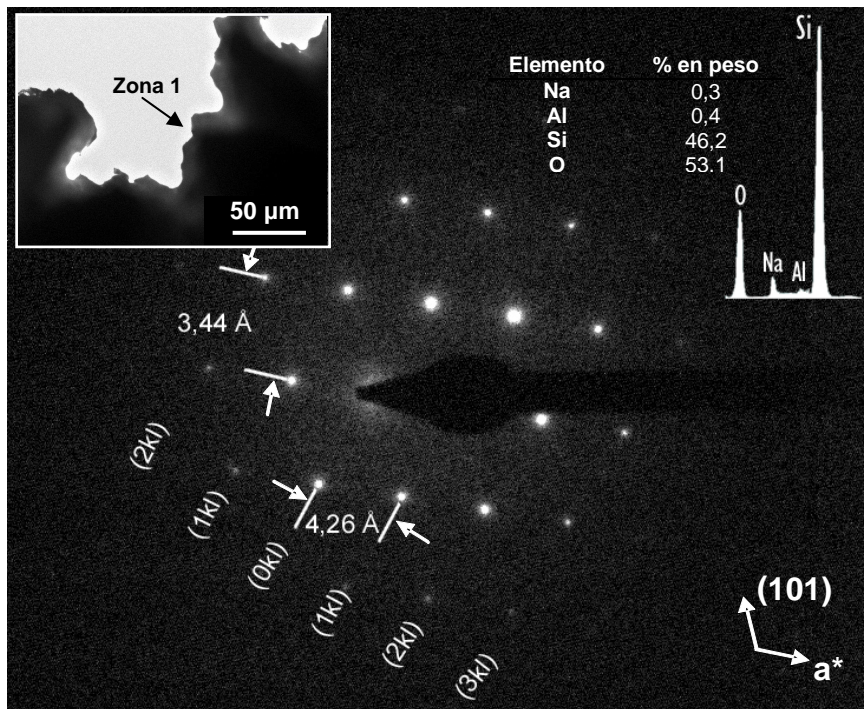
El diagrama de difracción de electrones de la Zona 1 refleja una ordenación interna típica del cuarzo, paralela a la orientación  $a^*-(101)$  (Figura III.7.8).

La configuración estructural mostrada en dicho patrón no es del todo nítida, estando el borde de los puntos poco definido y algo difuso. Esta situación puede ser reflejo de un mayor grosor de la muestra, produciéndose fenómenos de dispersión del haz de electrones, o de una baja cristalinidad del mineral en la zona difractada. Por su parte, la composición elemental de la misma está dominada, mayoritariamente, por Si y O, aunque se reconocen muy pequeñas cantidades de Na y Al (Figura III.7.8).

En la Zona 2 se ha realizado el estudio en dos puntos (*a* y *b*), ambos mostrando resultados muy similares entre sí. Los diagramas de difracción de electrones de ambos muestran la configuración estructural típica del cuarzo. Por su parte, el espectro EDX representativo de los dos puntos, muestra al Si y O como elementos mayoritarios. Aún así, se ha detectado la presencia de otros elementos (Mg, Al, P, S y Fe), aunque sin poder cuantificar su proporción (Figura III.7.9).

En el diagrama de difracción de electrones del punto *a* se observa un ligero desdoblamiento de los puntos de difracción (Figura III.7.9). En algunos casos este desdoblamiento no se llega a producir totalmente, observándose un punto alargado. Esta situación, como ya se ha discutido antes, se debe a la existencia de dos cristales superpuestos, algo rotados entre sí. Los espaciados

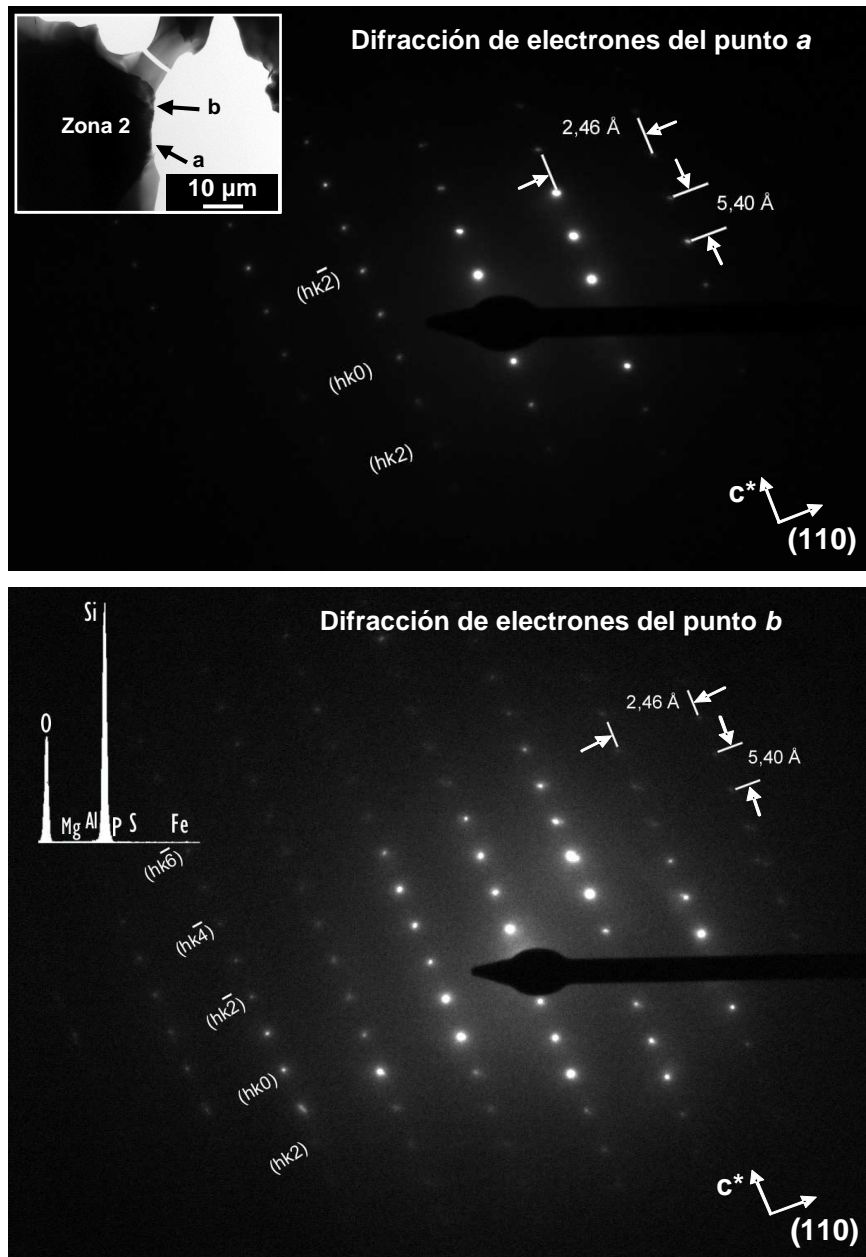
reticulares que caracterizan a ambas estructuras cristalinas son similares por lo que en la Figura III.7.9 sólo se indica la de la estructura que aporta unos puntos de difracción más intensos. Debido al grosor de la muestra en este punto, este diagrama de difracción muestra pocos puntos. Aún así, refleja una elevada cristalinidad de la zona analizada ya que no aparece ninguna distorsión y además se caracteriza por ser muy nítido, estando los puntos muy bien diferenciados (Figura III.7.9).



**Figura III.7.8.-** Estudio TEM de la Zona 1 del grano de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Ah1 del perfil P2. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*$ -(101) y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X; se indica el contenido, en % en peso, de los elementos reconocidos.

En el punto *b* esta nitidez es menor y, al igual que en el caso anterior, se observan puntos dobles indicativos de la presencia de dos cristales superpuestos y desplazados ligeramente entre sí (Figura III.7.9). El aspecto más borroso del diagrama de difracción puede deberse, como ya se ha comentado en párrafos superiores, a un mayor grosor de la muestra o a una menor cristalinidad del mineral.

Ambas estructuras cristalinas tienen espaciados y ángulos reticulares similares, correspondiéndose a la ordenación interna del mineral cuarzo (Figura III.7.9).



**Figura III.7.9.-** Estudio TEM de la Zona 2 del grano de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Ah1 del perfil P2. Se incluyen los diagramas de difracción de electrones de los puntos *a* y *b*, con una orientación paralela a  $c^*$ -(110), y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X representativo de la Zona 2; se indica el contenido, en % en peso, de los elementos reconocidos.

El espectro EDX de los dos puntos analizados en la Zona 2 muestra una composición mayoritaria de Si y O, con cantidades mínimas de otros elementos, que pueden deberse a inclusiones o depósitos minerales no visibles en las imágenes TEM o a sustituciones isomórficas de  $Al^{3+}$  y  $Fe^{3+}$  por  $Si^{4+}$ , con la entrada en la estructura cristalina de elementos compensadores de cargas. En este último caso la aportación de dichos elementos será mínima, situación que

puede ser coherente con las proporciones (no cuantificadas) en las que se han reconocido.

Finalmente, las características de la última zona estudiada en el grano de cuarzo seleccionado (Zona 3) han permitido realizar una secuencia de tres análisis (punto *a*, punto *b* y punto *c*) desde zonas más cercanas al borde del grano a zonas más próximas al centro del mismo, teniendo en cuenta, en cualquier caso, que la Zona 3 se encuentra cercana al borde del grano. Dicha secuencia ha sido realizada a intervalos de 0,5  $\mu\text{m}$ .

Los diagramas de difracción que se muestran pertenecen al punto *a* (más cercano al borde) y al punto *c* (más cercano al centro) de dicha secuencia (Figura III.7.10).

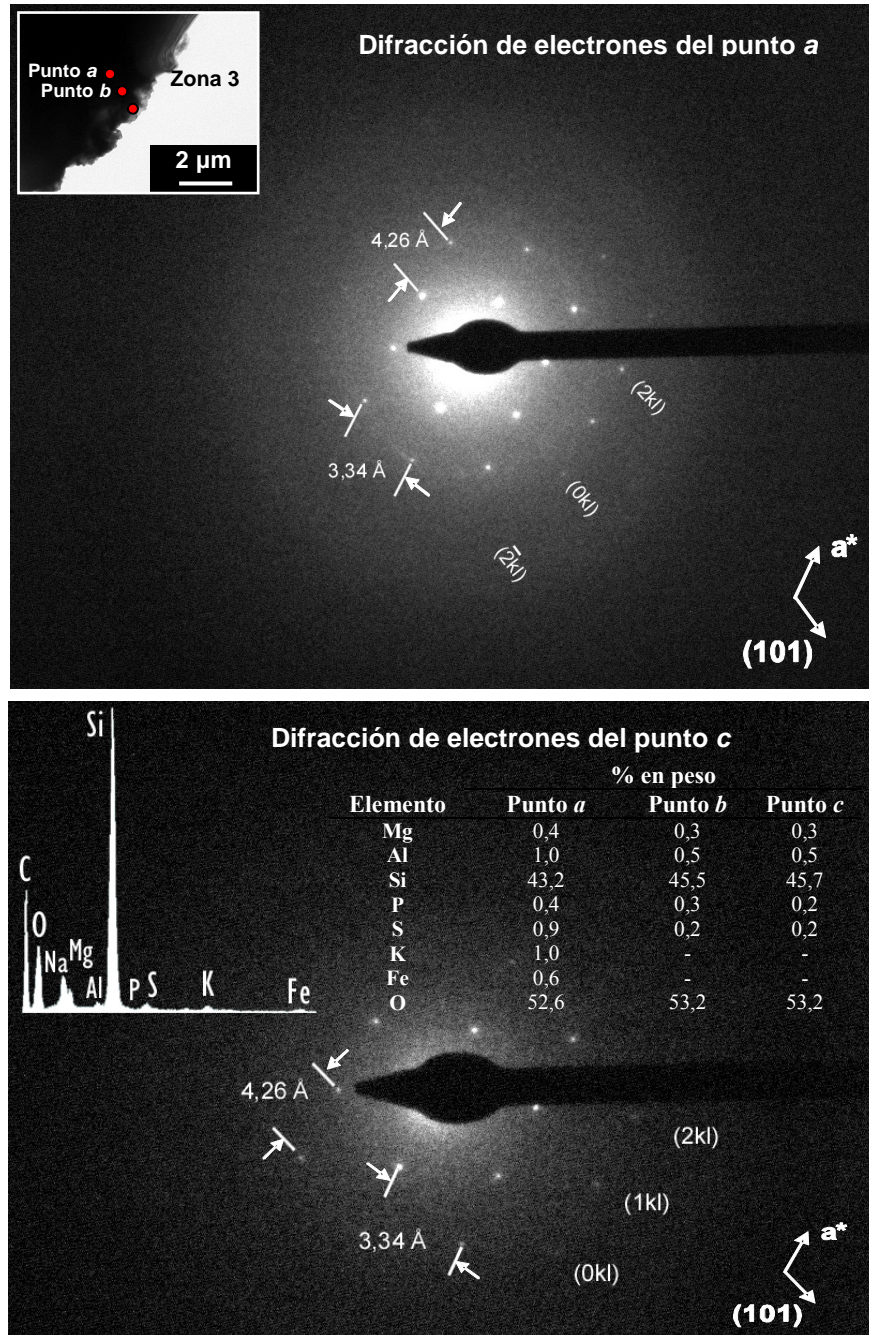
Estos diagramas de difracción de electrones muestran una disposición estructural similar a la del cuarzo pero algo distorsionada ya que se trata de patrones muy difusos en los que aparecen pocos puntos representados. Las bandas, a modo de anillos, que se observan en las figuras son típicas de materiales con baja cristalinidad (Williams y Carter, 1996) pudiendo tratarse, en este caso, de un grano de cuarzo poco cristalino debido a la actuación de procesos de alteración durante la edafogénesis del suelo.

En la composición elemental de esta zona también se aprecia una diferencia con respecto a la del cuarzo ideal (Figura III.7.10). Si bien Si y O son los elementos mayoritarios, aparecen otros elementos en proporciones bajas, pero variables en función de la posición dentro del grano de cuarzo. Así, dichos porcentajes son mayores en los puntos analizados más cerca del borde que del centro del grano (Figura III.7.10). Como en casos anteriores, esta situación puede deberse a la presencia de otras fases minerales, distintas al cuarzo, a modo de inclusiones o depósitos superficiales no identificados ni en las imágenes TEM ni en los diagramas de difracción de electrones. Pero también, dada su baja proporción, pueden asociarse a impurezas estructurales en la red cristalina del cuarzo.

Con el estudio TEM-EDX realizado queda demostrada la alteración superficial que caracteriza al grano de cuarzo seleccionado en este perfil. Tanto algunos de los diagramas de difracción de electrones de sus zonas más cercanas al borde de grano, como los espectros EDX obtenidos de las mismas, evidencian alteraciones estructurales y composicionales. Los procesos de alteración sufridos por el mineral pueden favorecer la entrada de elementos distintos al Si y el O en la red cristalina de este mineral produciendo los



diagramas de difracción de electrones difusos observados en la Figura III.7.10. Además, estas evidencias son más patentes en las zonas cercanas al borde del grano, potencialmente más susceptibles a la alteración.



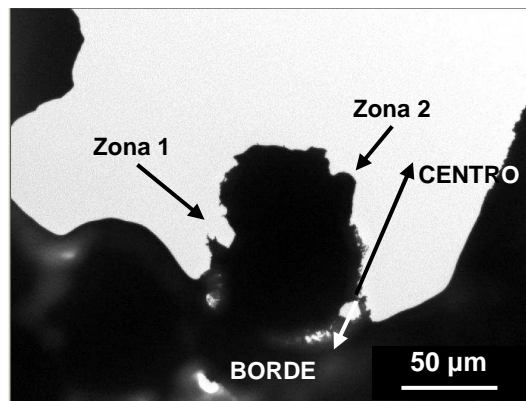
**Figura III.7.10.-** Estudio TEM de la Zona 3 del grano de cuarzo de la arena fina ligera del horizonte Ah1 del perfil P2. Se incluyen los diagramas de difracción de electrones de los puntos a y c, con una orientación paralela a  $a^*$ -(101), y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X representativo de la Zona 3; se indica el contenido, en % en peso, de los elementos reconocidos.

### III.7.2.3.- Horizonte Bt del perfil P3

En el perfil P3 se ha seleccionado la arena fina ligera del horizonte Bt, caracterizada por un elevado porcentaje de cuarzo (Tabla III.2.9). Los granos de este mineral, observados en lámina delgada, son principalmente monocristalinos y presentan contornos poco definidos. Se trata de granos con límites irregulares y muy redondeados debido, posiblemente, a la acción de una intensa disolución areal. Son frecuentes las estructuras parecidas a golfos de corrosión y pueden incluirse dentro del submorfotipo 2c de granos de cuarzo (ver sección III.5 de esta Memoria).

Para realizar el estudio TEM-EDX se han seleccionado tres granos de cuarzo (grano A, grano B y grano C) con las características descritas anteriormente.

En el grano A se han analizado dos zonas (Figura III.7.11).



**Figura III.7.11.-** Imagen TEM de las Zonas estudiadas en el grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil P3.

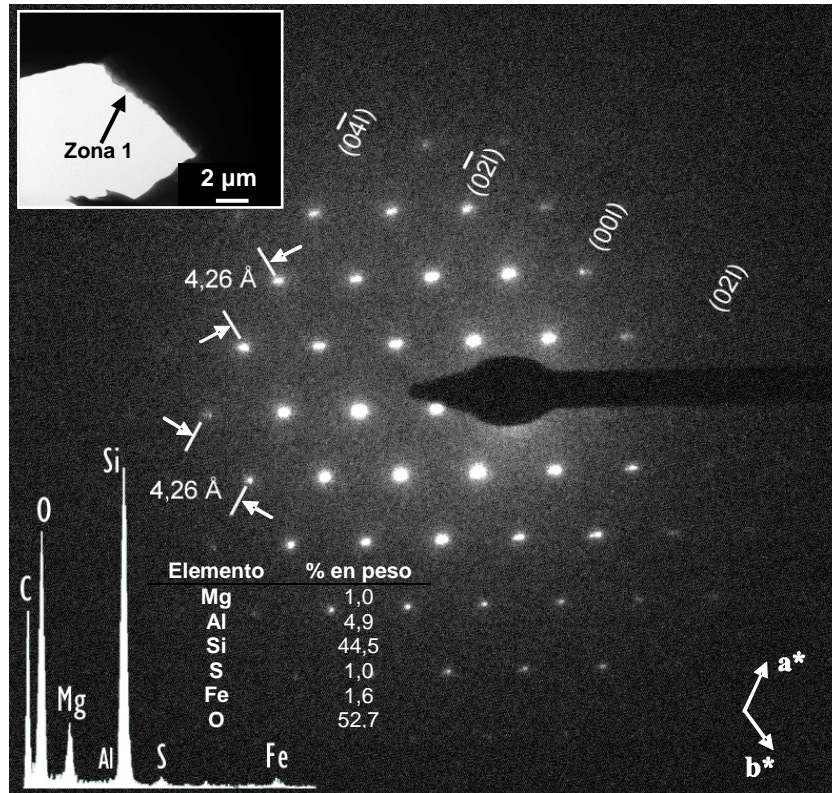
La Zona 1, más cercana al borde del grano, muestra un diagrama de difracción de electrones con bajo contraste de los puntos sobre el fondo (Figura III.7.12).

En dicho patrón se puede observar, además, un desdoblamiento de puntos indicando la existencia de dos cristales ligeramente rotados entre sí. La poca nitidez del diagrama puede deberse, como en otros casos, a un mayor grosor de la muestra o a la cristalinidad más baja del mineral analizado (Figura III.7.12).

Los espaciados reticulares calculados para las dos estructuras reconocidas en este diagrama de difracción de electrones son similares entre sí, lo cual indica que se trata de cristales pertenecientes al mismo mineral. En la

Figura III.7.13 sólo se indican los espaciados de la estructura que muestra puntos de difracción con mayor intensidad. Se trata de espaciados reticulares típicos del mineral cuarzo, con una orientación paralela a  $a^*-b^*$ .

El análisis elemental EDX, pone de manifiesto una composición mayoritaria de Si, O y Mg, seguidos de otros elementos con menores proporciones (Figura III.7.12).



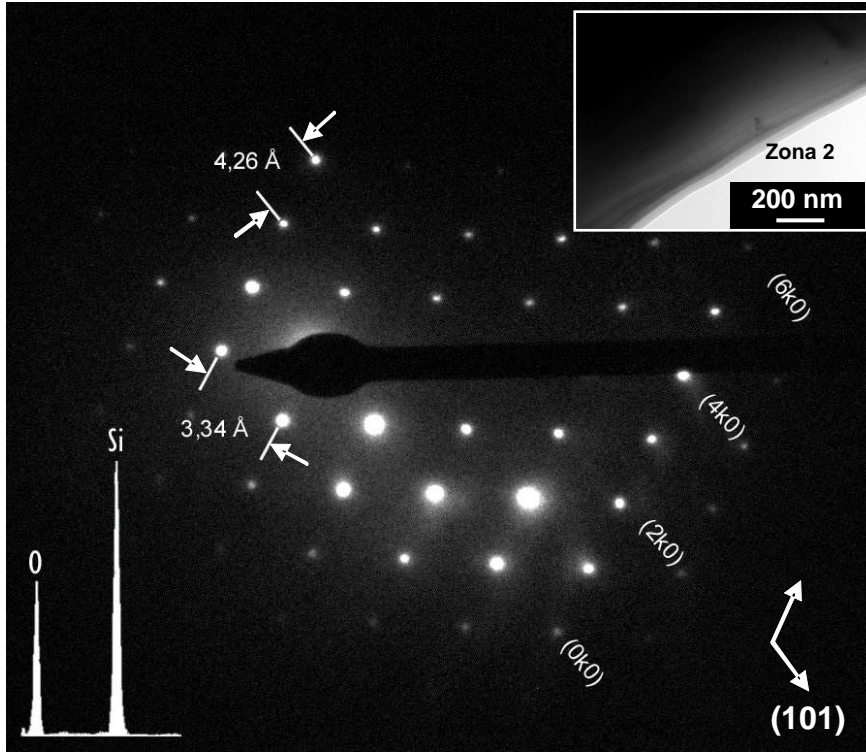
**Figura III.7.12.-** Estudio TEM de la Zona 1 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil P3. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*-b^*$ , y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X; se indica el contenido, en % en peso, de los elementos reconocidos.

La Zona 2, más cercana a la parte central del grano de cuarzo (Figura III.7.11), muestra un diagrama de difracción de electrones con una extensa superficie de puntos de difracción, caracterizados por bordes poco netos y con una baja circularidad, como en el caso anterior (Figura III.7.13).

De igual forma, se observan puntos alargados, hacia la esquina superior derecha de la imagen, que no llegan a diferenciarse como puntos individuales, debido a la presencia de dos cristales localizados muy próximos entre sí. El espaciado reticular calculado es el mismo para ambos casos, siendo el típico del mineral cuarzo en la orientación paralela a  $a^*-(101)$  (Figura III.7.13).

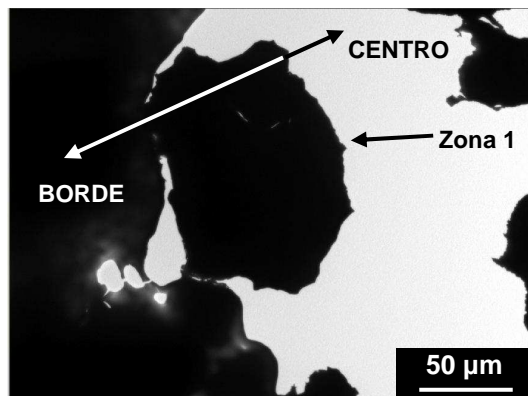


El espectro EDX en esta zona muestra una composición dominada por Si y O, lo que igualmente pone de manifiesto que la fase mineral es el cuarzo (Figura III.7.13).



**Figura III.7.13.-** Estudio TEM de la Zona 2 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil P3. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*$ -(101), y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X.

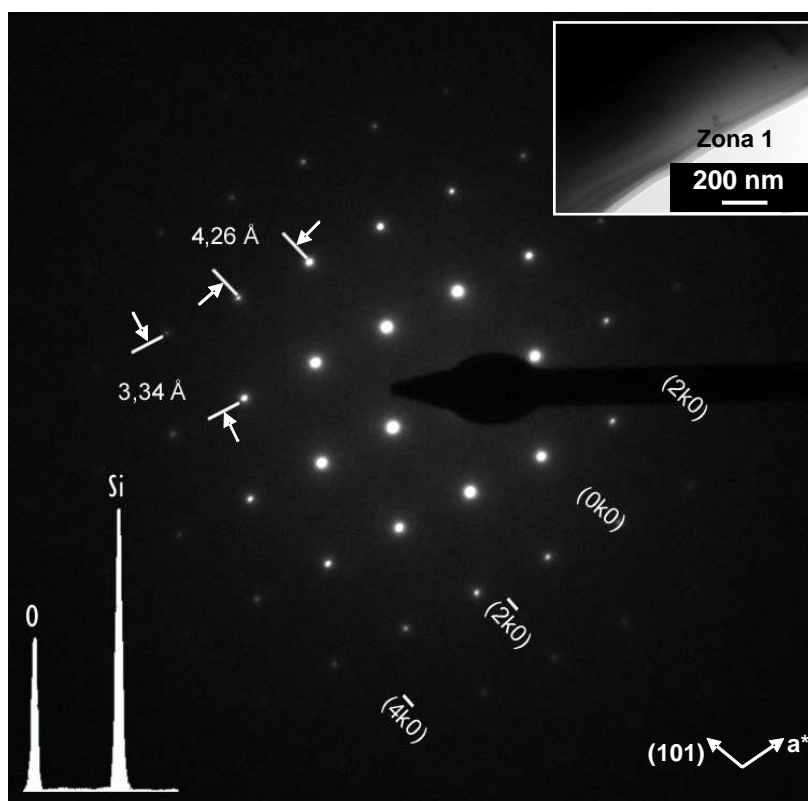
Del grano de cuarzo B sólo se ha podido analizar una zona (Zona 1), cercana al centro del mismo (Figura III.7.14).



**Figura III.7.14.-** Imagen TEM de la Zona estudiada en el grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil P3.

Ésta se caracteriza por mostrar un diagrama de difracción de electrones muy neto y con puntos brillantes y bien definidos, típicos de una zona difractada delgada y de un mineral con elevada cristalinidad. El espaciado reticular calculado, a partir del diagrama de difracción de electrones, corresponde con el del cuarzo, con una orientación paralela a  $a^*-(101)$  (Figura III.7.15).

El espectro EDX de esta zona pone de manifiesto una composición elemental Si y O como elementos mayoritarios (Figura III.7.15).

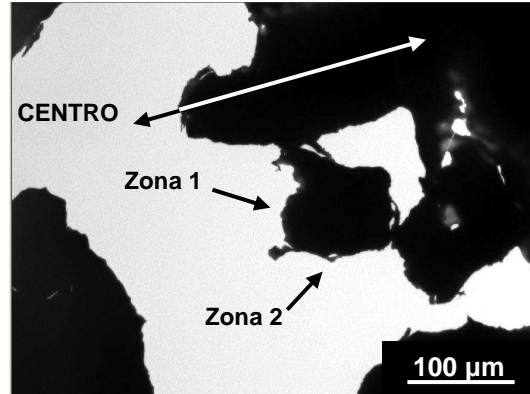


**Figura III.7.15.-** Estudio TEM de la Zona 1 del grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil P3. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*-(101)$ , y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X.

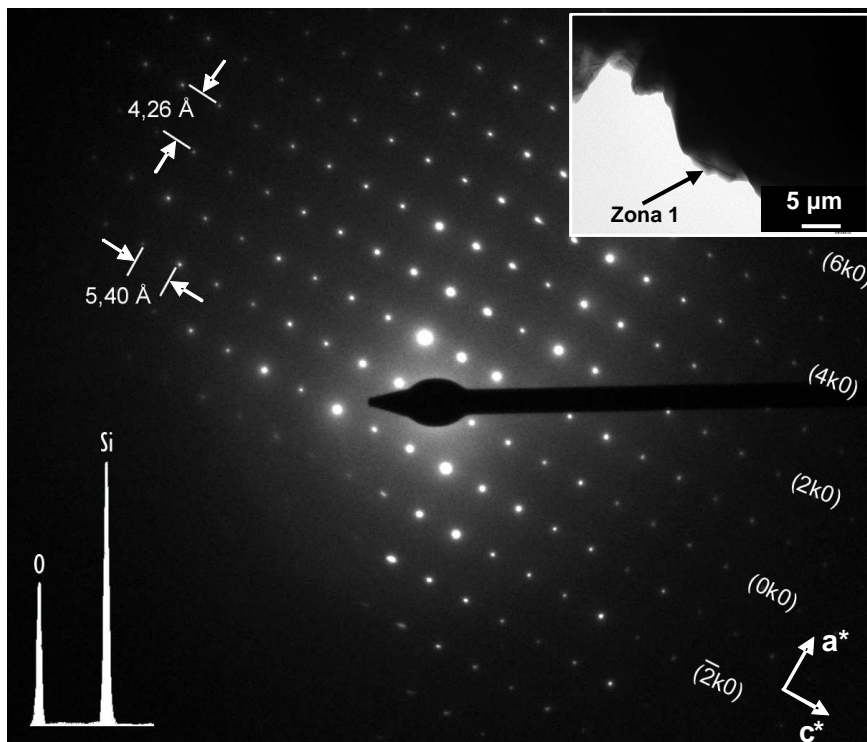
Finalmente, del último grano de cuarzo seleccionado en este perfil (grano C) se han analizado dos zonas (Zona 1 y Zona 2) cercanas al centro del grano (Figura III.7.16).

El diagrama de difracción de electrones de la Zona 1 muestra muchos puntos difractados, con contornos poco definidos y con baja nitidez. En algunos casos aparecen puntos dobles, indicando la existencia de cristales superpuestos, ligeramente desplazados entre sí. En este caso son de la misma naturaleza ya que sus espaciados reticulares y ángulos son similares. (Figura III.7.17).

El espaciado reticular calculado en este diagrama de difracción, pone de manifiesto que el mineral en cuestión es el cuarzo y que los cristales analizados se disponen con una orientación paralela a  $a^*$ - $c^*$  (Figura III.7.17).



**Figura III.7.16.-** Imagen TEM de la Zonas estudiadas en el grano de cuarzo C de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil P3.

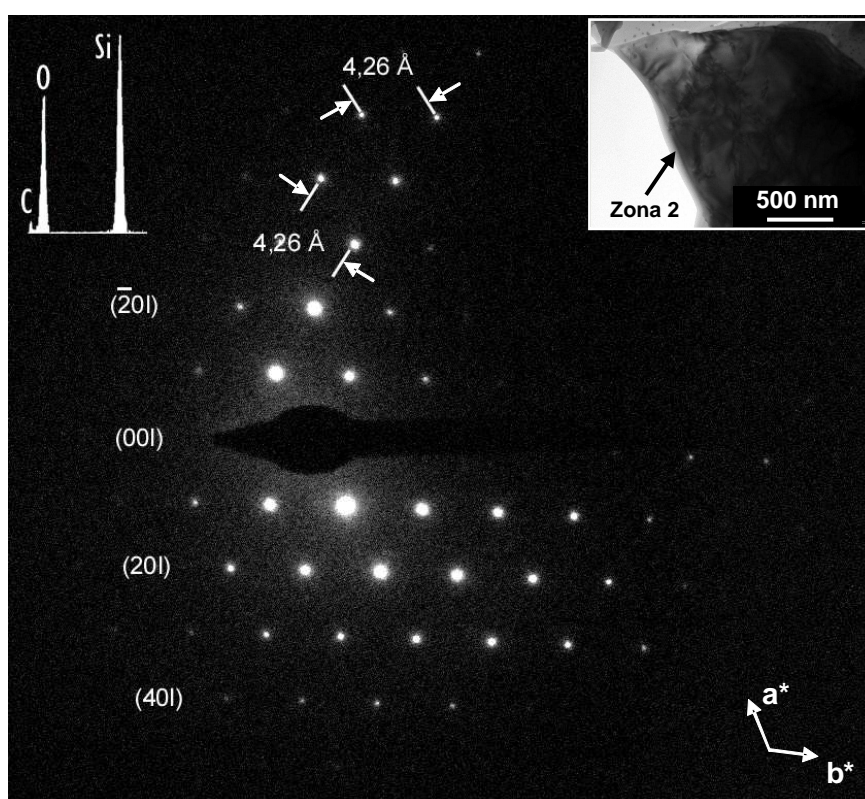


**Figura III.7.17.-** Estudio TEM de la Zona 1 del grano de cuarzo C de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil P3. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*$ - $c^*$ , y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X.

La composición elemental de esta zona, donde los elementos mayoritarios son el Si y O, es coherente con los datos aportados por el diagrama de difracción de electrones (Figura III.7.17).

La Zona 2 de este grano de cuarzo C (Figura III.7.16) muestra un diagrama de difracción de electrones con poca densidad de puntos debido al mayor grosor de la muestra (Figura III.7.18).

Este patrón se caracteriza por presentar puntos de difracción sencillos y relativamente netos, con una disposición estructural en la que los espaciados reticulares son los del mineral cuarzo. La orientación calculada del cristal analizado es paralela a  $a^*-b^*$  (Figura III.7.18).



**Figura III.7.18.-** Estudio TEM de la Zona 2 del grano de cuarzo C de la arena fina ligera del horizonte Bt del perfil P3. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*-b^*$ , y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X.

La composición elemental mostrada en la Figura III.7.18 pone de manifiesto que el mineral se trata del cuarzo, ya que Si y O son los elementos mayoritarios.

Las características superficiales de los granos de cuarzo analizados en el perfil P3 han dificultado el análisis TEM-EDX de sus zonas más externas. Éste, sólo se ha podido realizar en el caso del grano de cuarzo A, cuya zona de borde muestra un diagrama de difracción de electrones difuso y una composición elemental con Si y O como elementos mayoritarios, aunque con proporciones menores de otros elementos. Al igual que ocurría en el caso del grano

seleccionado en el perfil P2, la alteración superficial del grano A de P3 puede favorecer la presencia de elementos ajenos a la composición ideal del cuarzo, presentándose con mayor frecuencia en las zonas de borde del grano mineral.

Por su parte, las zonas centrales de los granos de cuarzo muestran las típicas disposiciones microestructurales y composiciones elementales del mineral cuarzo.

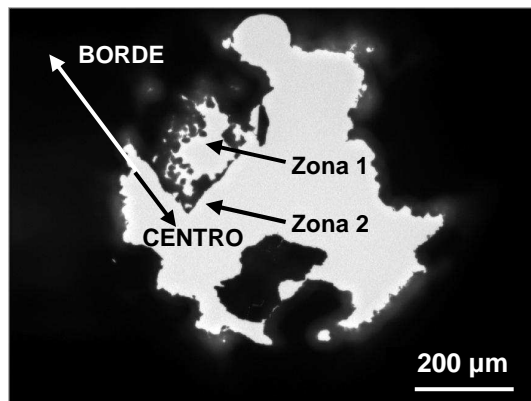
De esta manera, se demuestra la alteración superficial sufrida por los granos de cuarzo en este perfil, ya evidenciada en el estudio SEM-EDX y EMPA de esta Tesis Doctoral (ver secciones III.5 y III.6, respectivamente, de esta Memoria).

#### III.7.2.4.- Horizonte 4C2 del perfil P4

El horizonte 4C2 del perfil P4 muestra una arena fina ligera con un porcentaje de carbonatos superior al resto de fases minerales (Tabla III.2.11). Sin embargo, el cuarzo también es abundante apareciendo, mayoritariamente, como granos policristalinos. También se reconocen granos de cuarzo monocristalinos, algunos de los que se caracterizan por presentar fisuras. Muestran límites bien definidos y en algunos casos morfologías idiomorfas con contornos pseudo-hexagonales.

Para realizar el estudio TEM-EDX se ha elegido un grano policristalino sin evidentes señales de alteración superficial (grano A), perteneciente al morfotipo 6, y otro grano monocristalino, con caras de cristal definidas que hacen que se asemeje a las formas idiomorfas del mineral (grano B). Este grano pertenece al morfotipo 5 (ver sección III.5 de esta Memoria).

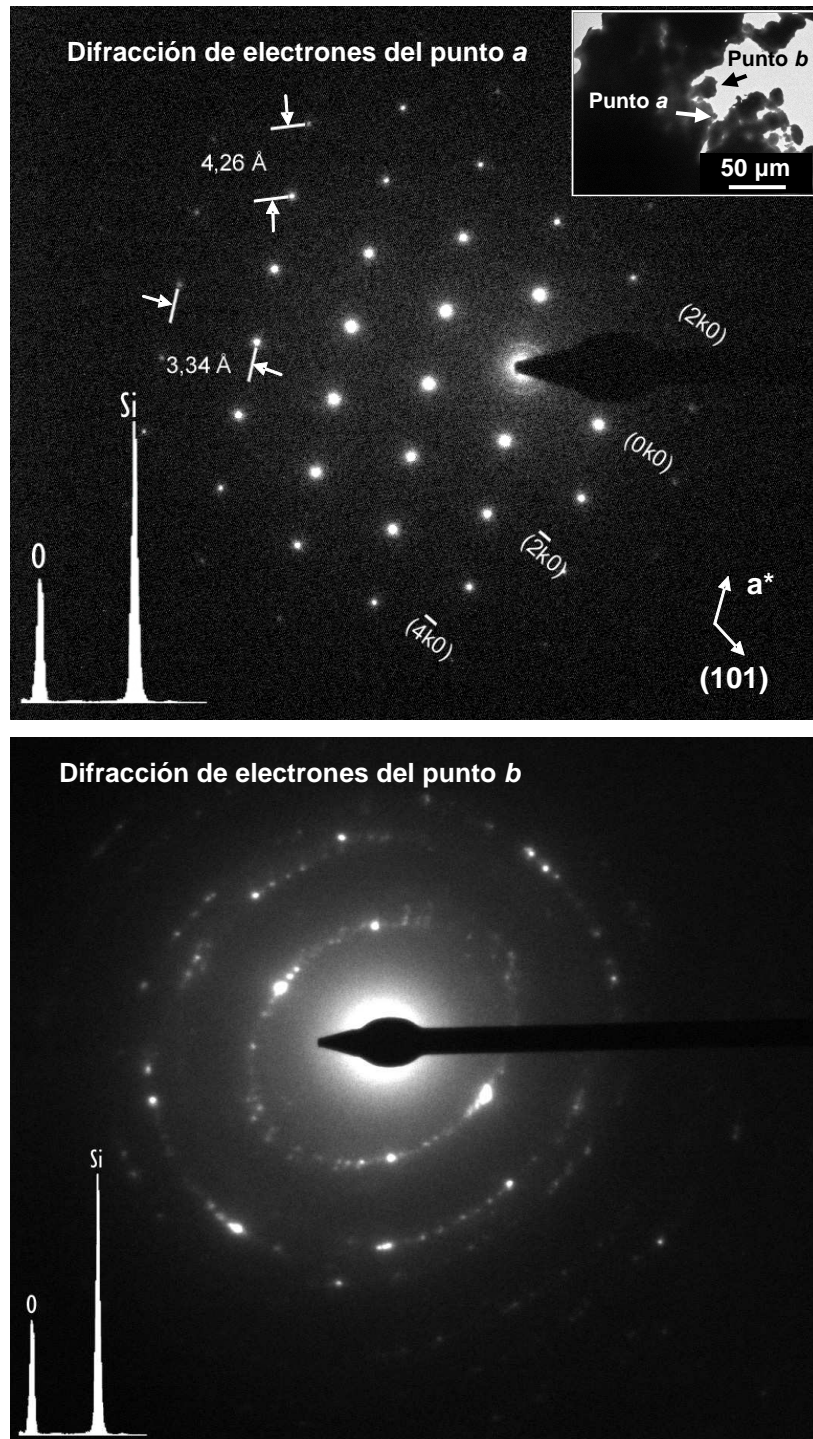
En el grano A se han estudiado dos zonas (Zonas 1 y 2) (Figura III.7.19).



**Figura III.7.19.-** Imagen TEM de las Zonas estudiadas en el grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4.



En la Zona 1, más cercana al borde del grano, se han analizado dos puntos (punto *a* y punto *b*) (Figura III.7.20). En esta Zona, además, se han identificado fisuras en el grano de cuarzo (Figura III.7.21), en las que también se ha realizado el estudio TEM-EDX al ser zonas de debilidad que pueden favorecer la alteración mineral.

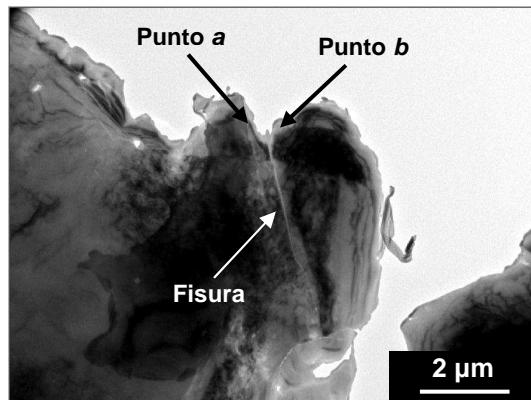


**Figura III.7.20.-** Estudio TEM de la Zona 1 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4. Se incluyen la imagen TEM de los puntos estudiados, los diagramas de difracción de electrones de los puntos *a* (con una orientación paralela a  $a^*$ -(101)) y *b* y los espectros de energía dispersiva de Rayos-X representativos de la Zona 1.

En el punto *a* de la Zona 1 (Figura III.7.20), el diagrama de difracción de electrones muestra puntos sencillos y con una intensa luminosidad, aunque con límites algo difusos, producto de los fenómenos de dispersión del haz de electrones dado el mayor grosor de la muestra en la zona analizada (Figura III.7.20). El espaciado reticular calculado en dicho diagrama muestra el característico del mineral cuarzo, paralelo a la orientación  $a^*$ -(101). De igual forma, el espectro EDX obtenido se corresponde con el del mineral cuarzo, ya que los elementos mayoritarios son Si y O (Figura III.7.20).

En el punto *b* de esta Zona, se observa la existencia de varios cristales superpuestos. El diagrama de difracción de electrones es el típico de muestras policristalinas, en las que existen muchos cristales de pequeño tamaño superpuestos entre sí, con la misma naturaleza mineral y orientados en muchas direcciones (Williams y Carter, 1996). La composición elemental muestra al Si y al O como los únicos componentes (Figura III.7.20).

En una las fisuras identificadas en esta Zona 1 se han analizado dos puntos (punto *a* y punto *b*), cada uno a un lado de la misma (Figura III.7.21).

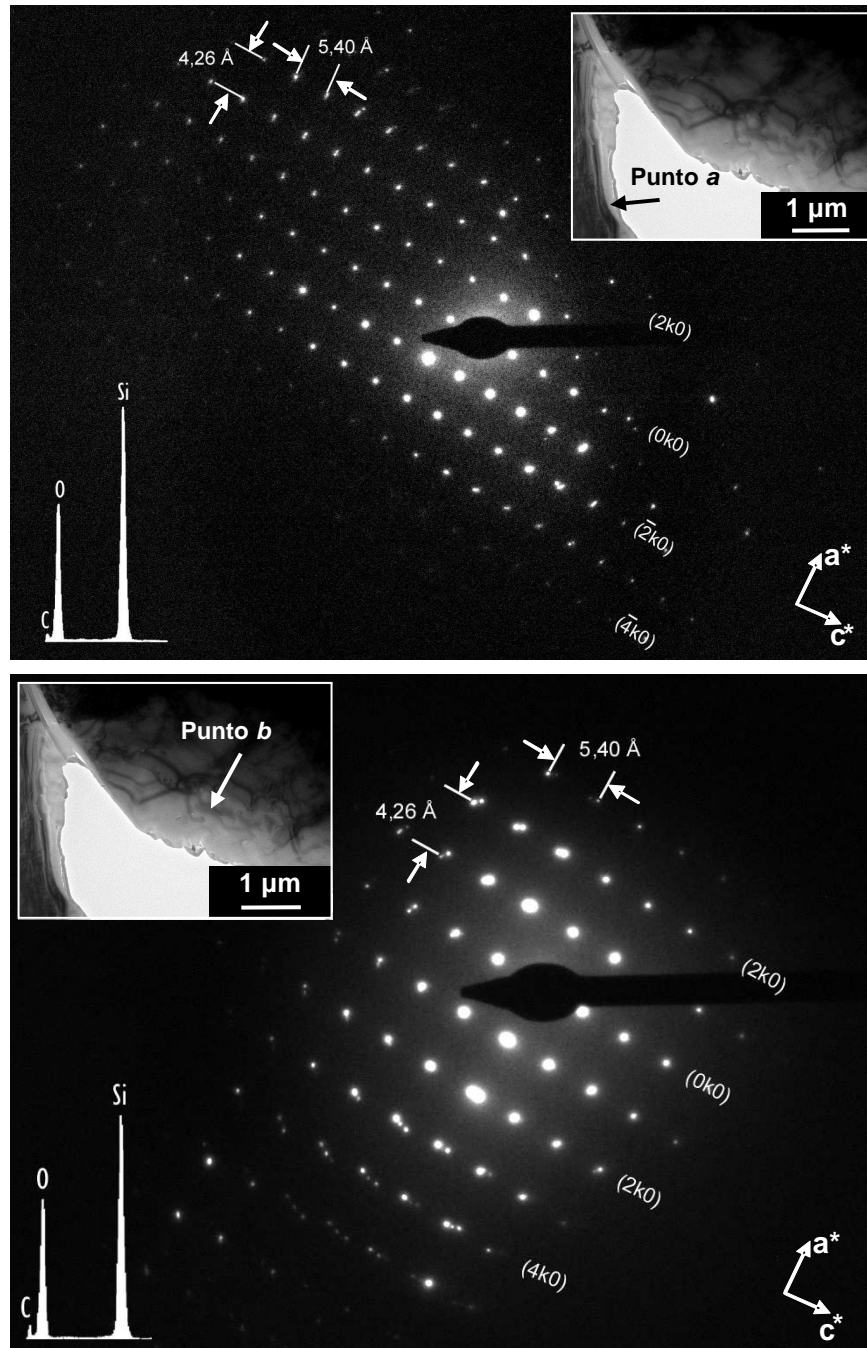


**Figura III.7.21.-** Imagen TEM de la Zona de fisura reconocida en la Zona 1 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4. Se indican los puntos analizados.

El punto *a* muestra un diagrama de difracción de electrones con varias estructuras cristalinas diferentes, indicando la existencia de cristales superpuestos y rotados entre sí (Figura III.7.22).

Se pueden diferenciar dos grupos de estructuras cristalinas. Uno, el representado por la mayoría de los puntos de difracción, está constituido por al menos tres cristales diferentes. En este caso, los espaciados reticulares calculados se corresponden con los del mineral cuarzo, orientado paralelo a  $a^*$ - $c^*$  (Figura III.7.22). El otro grupo, constituido por una estructura cristalina poco

representada en el diagrama, se presenta como puntos de difracción intercalados entre las líneas de puntos del grupo principal (Figura III.7.22). En este caso, no se ha podido calcular su espaciado reticular.



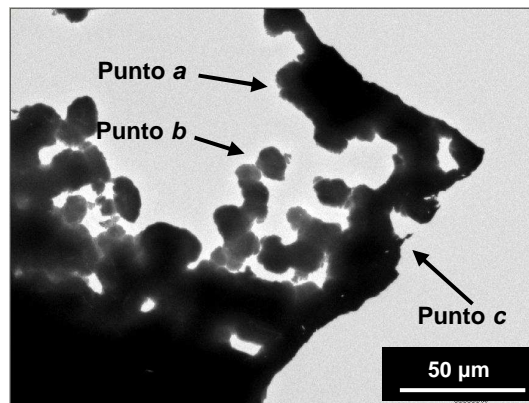
**Figura III.7.22.-** Estudio TEM de los puntos a y b de la fisura de la Zona 1 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4. Se incluyen los diagramas de difracción de electrones, con una orientación paralela a a\*-c\*, y los espectros de energía dispersiva de Rayos-X.



En el punto *b* de la fisura, el diagrama de difracción de electrones es similar al anterior respecto a la presencia de varias estructuras cristalinas superpuestas y rotadas entre sí. El espaciado reticular de las mismas se corresponde con el del cuarzo, siendo cristales orientados paralelos a  $a^*-c^*$  (Figura III.7.22). El espectro EDX obtenido en esta zona muestra una composición elemental constituida por Si y O, siendo típica del mineral cuarzo (Figura III.7.22).

Aunque las fisuras sean zonas favorables para la alteración mineral, esta situación no queda reflejada en el estudio TEM-EDX realizado.

En la Zona 2 de este grano, más cercana al centro del mismo (Figura III.7.19), se han analizado tres puntos: punto *a*, punto *b* y punto *c*, este último perteneciente a una zona de fisuras (Figuras III.7.23 y III.7.26).



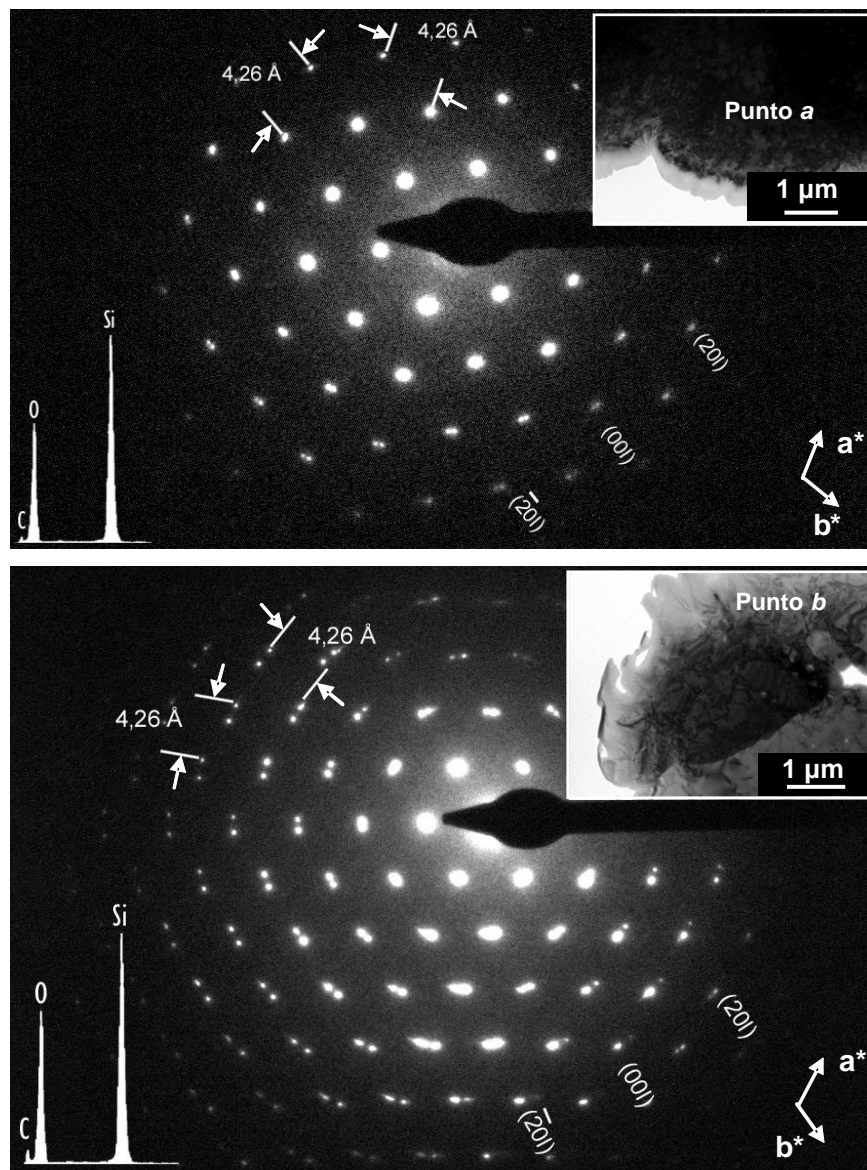
**Figura III.7.23.-** Imagen TEM de la Zona 2 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4. Se indican los puntos analizados.

Los puntos *a* y *b* muestran configuraciones estructurales similares entre sí. En ellos, los diagramas de difracción muestran varias estructuras cristalinas superpuestas y rotadas entre sí, reflejadas en la presencia de desdoblamientos de puntos, que en algunos casos pueden generar agrupaciones de hasta tres puntos (Figura III.7.24).

Esta disposición hace que los patrones tengan una configuración circular, que llega a ser a modo de anillos en el caso en el que exista un mayor número de cristales, tal y como se mostró en la Figura III.7.20.

El espectro EDX representativo de ambos puntos muestra una composición donde los elementos presentes son el Si y el O (Figura III.7.24). Este análisis demuestra que la distorsión del diagrama de difracción descrita

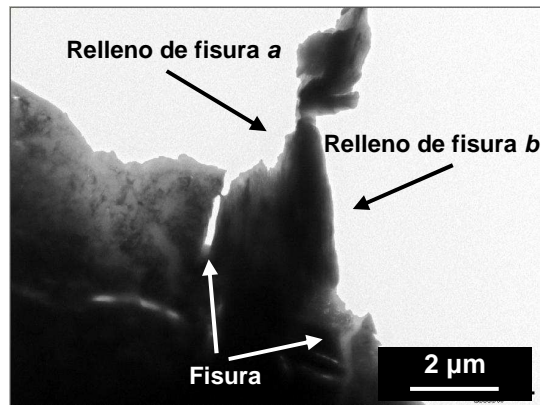
anteriormente no se debe a una alteración composicional, sino a la naturaleza policristalina de la muestra.



**Figura III.7.24.-** Estudio TEM de los puntos *a* y *b* de la Zona 2 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4. Se incluyen los diagramas de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*-b^*$ , y los espectros de energía dispersiva de Rayos-X.

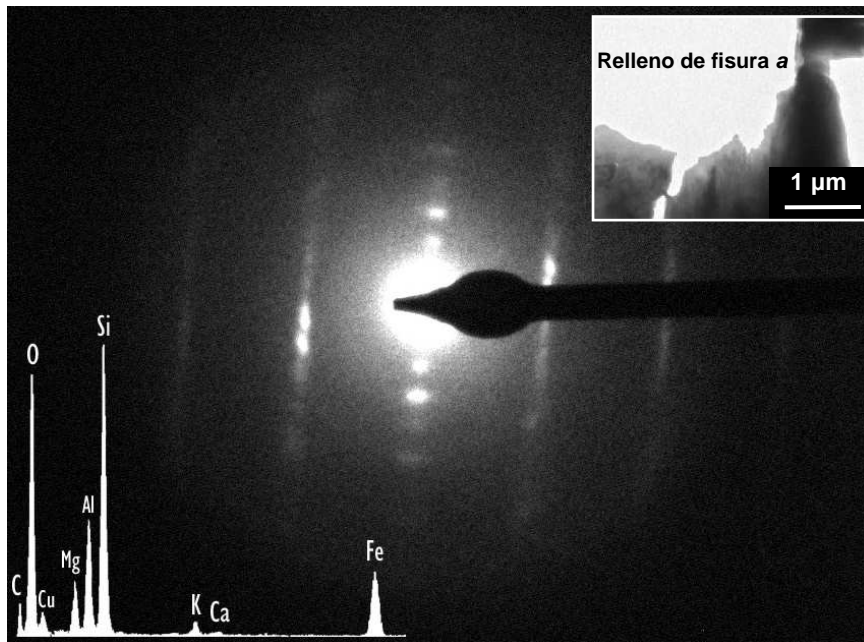
Finalmente, el punto *c* de la Zona 2 del grano de cuarzo A (Figura III.7.23) se caracteriza por ser una zona de fisuras (Figura III.7.25).

En este caso, se han reconocido fases minerales diferentes al cuarzo en el interior de una de ellas, tal y como lo ponen de manifiesto los resultados obtenidos en el estudio TEM-EDX realizado en dos puntos de dicho material de relleno (relleno de fisura *a* y relleno de fisura *b*) (Figura III.7.25).



**Figura III.7.25.-** Imagen TEM de la zona de fisuras reconocida en la Zona 2 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4.

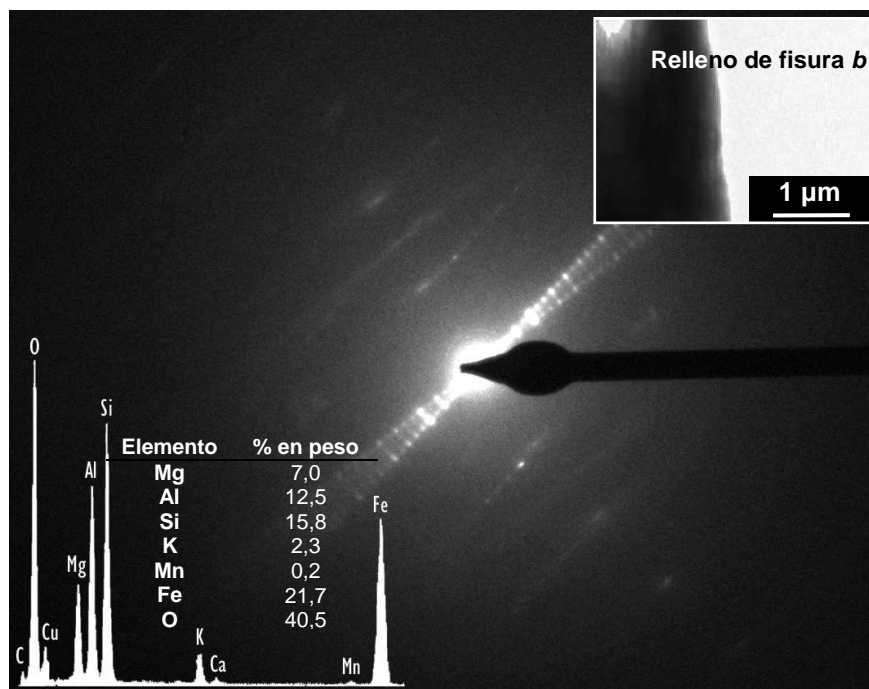
El relleno de fisura *a* muestra un diagrama de difracción de electrones y un espectro EDX que ponen de manifiesto una composición característica de un filossilicato o de una mezcla de fases, con Si, Fe y Al como elementos mayoritarios (Figura III.7.26).



**Figura III.7.26.-** Estudio TEM del relleno de fisura *a* de la Zona 2 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4. Se incluye el diagrama de difracción de electrones y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X; se indica el contenido, en % en peso, de los elementos reconocidos.

En el relleno de fisura *b*, la naturaleza mineralógica del material se corresponde con filossilicatos del tipo clorita, illita o interestratificados, acompañados de óxidos de hierro, tal y como se pone de manifiesto en el

diagrama de difracción de electrones y en el espectro EDX obtenido en este punto, que muestra una composición elemental dominada por Si, Fe, Al y Mg (Figura III.7.27).



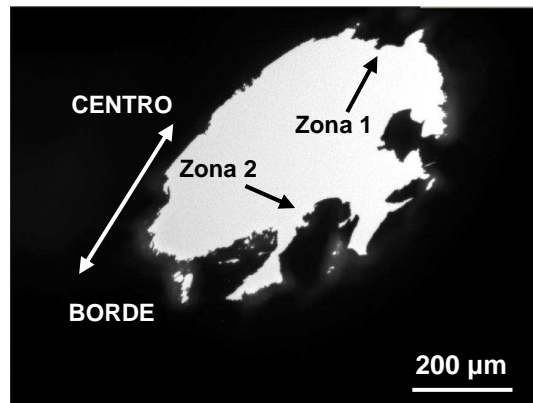
**Figura III.7.27.-** Estudio TEM del relleno de fisura *b* de la Zona 2 del grano de cuarzo A de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4. Se incluye el diagrama de difracción de electrones y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X; se indica el contenido, en % en peso, de los elementos reconocidos.

Los resultados obtenidos en este estudio ratifican la naturaleza policristalina del grano de cuarzo, seleccionado como tal mediante la observación bajo microscopio óptico. Dicha naturaleza no es sólo evidenciada por la superposición de cristales de cuarzo en determinadas zonas del grano, sino también por la presencia de fases minerales diferentes al cuarzo. La localización de estas últimas en zonas de fisura puede indicar la existencia de procesos de alteración que hayan podido afectar a este grano mineral.

En el grano B, seleccionado en este perfil por sus características idiomorfas, se han estudiado dos zonas (Zona 1 y Zona 2) (Figura III.7.28).

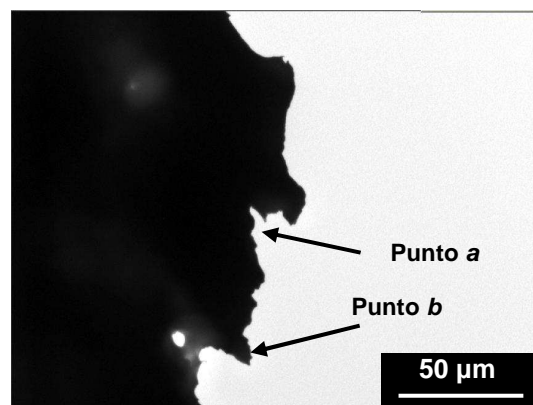
En la Zona 1, más cercana al borde del grano, se han analizado dos puntos (punto *a* y punto *b*) (Figura III.7.29).

El punto *a* muestra una configuración estructural y una composición elemental, típicas de las del cuarzo (Figura III.7.30).



**Figura III.7.28.-** Imagen TEM de las Zonas estudiadas en el grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4.

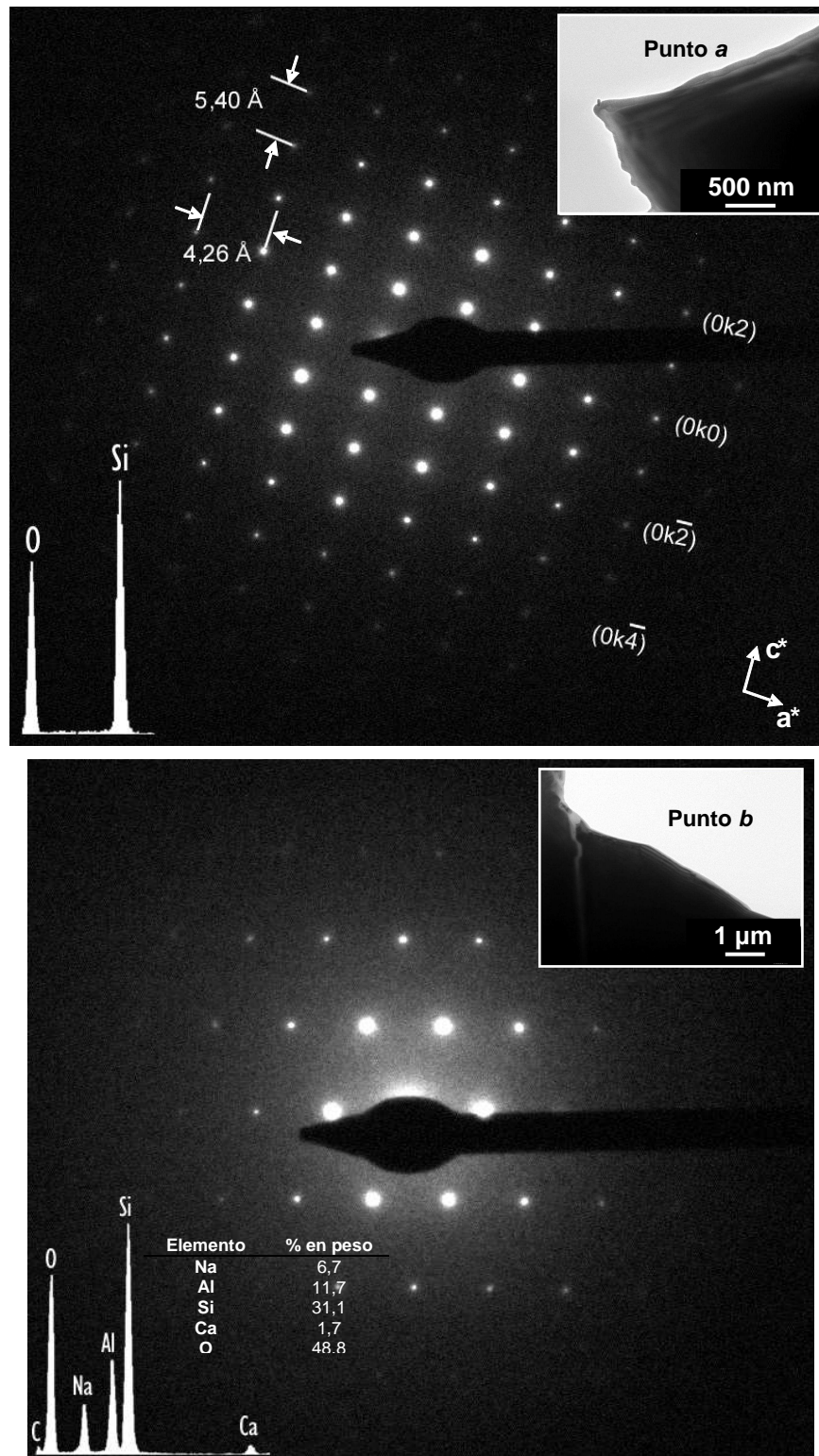
El diagrama de difracción de electrones está representado por puntos de difracción sencillos, netos y con una elevada intensidad, reflejo del menor espesor de la muestra y de la elevada cristalinidad del mineral en la zona analizada. Los espaciados reticulares calculados son los típicos del cuarzo, con una orientación paralela a  $a^*-c^*$ . Esta naturaleza mineral se pone igualmente de manifiesto en los resultados obtenidos en el espectro EDX (Figura III.7.30).



**Figura III.7.29.-** Imagen TEM de los puntos estudiados en la Zona 1 del grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4.

En el punto *b* (Figura III.7.29) se ha reconocido una composición mineralógica diferente al cuarzo, tal y como lo ponen de manifiesto tanto el diagrama de difracción de electrones como el espectro EDX realizados (Figura III.7.30). En función de los elementos reconocidos y de su contenido (% en peso), se ha calculado la siguiente fórmula mineral:  $\text{Na}_{0,76}\text{Ca}_{0,10}\text{Si}_{2,91}\text{Al}_{1,13}\text{O}_8$ , tratándose por tanto de una plagioclasa.

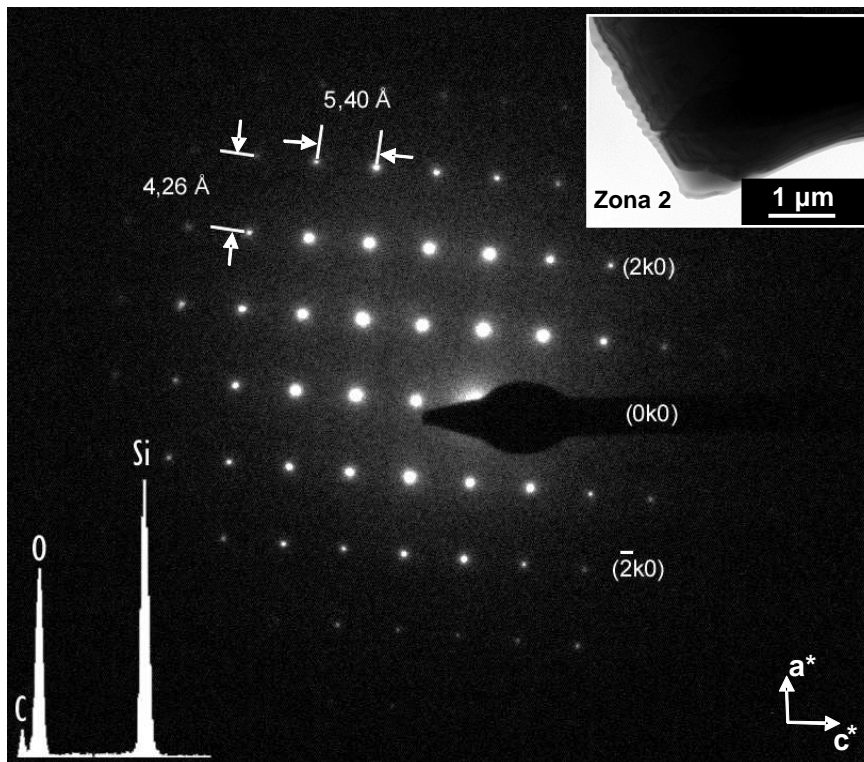




**Figura III.7.30.-** Estudio de los puntos *a* y *b* de la Zona 1 del grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4. Se incluyen los diagramas de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*-c^*$ , para el caso del punto *a*, y los espectros de energía dispersiva de Rayos-X; se indica el contenido, en % en peso, de los elementos reconocidos en el punto *b*.

Finalmente, el análisis de la Zona 2, más cercana al centro del grano (Figura III.7.28), muestra una configuración estructural y composición química típicas del cuarzo, no reconociéndose fases minerales diferentes (Figura III.7.31).

El diagrama de difracción de electrones muestra una configuración estructural característica de un mineral cristalino, con puntos difractados netos e intensos. El espaciado reticular calculado es el del cuarzo, con una orientación paralela a  $a^*-c^*$  (Figura III.7.31). Por su parte, el espectro EDX obtenido en esta zona muestra una composición elemental con Si y O como elementos mayoritarios (Figura III.7.31).



**Figura III.7.31.-** Estudio de la Zona 2 del grano de cuarzo B de la arena fina ligera del horizonte 4C2 del perfil P4. Se incluye el diagrama de difracción de electrones, con una orientación paralela a  $a^*-c^*$ , y el espectro de energía dispersiva de Rayos-X.

El estudio TEM-EDX de este grano muestra una naturaleza estructural, y química, típicas del cuarzo, acorde con las características de los granos idiomorfos. Las alteraciones composicionales reconocidas en zonas puntuales cercanas al borde del grano (punto *b* de la Zona 1) pueden deberse a la presencia de inclusiones minerales no observadas en las imágenes TEM realizadas.

**PARTE IV**  
**RESULTADOS PUBLICADOS**





En el curso del trabajo experimental e interpretativo de la presente Tesis Doctoral, se han avanzado algunos de los resultados obtenidos, lo que constituye la siguiente Parte de esta Memoria.



## **Estudio morfoscópico y microanalítico del cuarzo de suelos mediterráneos**

**Rocío Márquez<sup>1</sup>, Juan Manuel Martín García<sup>2</sup>, Gabriel Delgado<sup>1</sup>, Jesús Párraga<sup>1</sup>, Julio Calero<sup>2</sup> & Rafael Delgado<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Departamento de Edafología y Química Agrícola, Facultad de Farmacia, Universidad de Granada, 18071, Granada, España – Tel: +34 58 24 38 35 – Email: [rdelgado@ugr.es](mailto:rdelgado@ugr.es)*

<sup>2</sup> *Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Jaén, 23071, Jaén, España – Tel: +34 53 00 27 72 – Email: [jmmartin@ujaen.es](mailto:jmmartin@ujaen.es)*

### **Resumen**

### **Comunicación: Panel**

El cuarzo (SiO<sub>2</sub>) es un tectosilicato abundante en el suelo, esencialmente heredado por disgregación física, disolución de la roca madre y aportes eólicos o neoforado por precipitación secundaria. Se le ha atribuido una alta estabilidad frente a la alteración química, considerándose un mineral estable en clima mediterráneo. Con objeto de conocer mejor la génesis del cuarzo en el suelo, se ha realizado un análisis morfoscópico (Microscopio Electrónico de Barrido) y microanalítico (Microanálisis de Rayos-X, EDR) de 947 granos de cuarzo en la fracción arena fina ligera (separación en bromoformo) de suelos característicos del SE de España: P1, Typic Calcixerolls; P2, Xeric Dystrocrypts; P3, Haplic Palexeralfs; P4, Fluvaquentic Haploxerolls. La composición mineralógica de la fracción analizada (Difracción de Rayos-X) demuestra las considerables proporciones de cuarzo: P1, 10%; P2, 52%; P3, 82%; P4, 36%. Se han diferenciado 13 morfotipos y 6 submorfotipos en función, esencialmente, del número de cristales, naturaleza de la superficie, marcas mecánicas, disoluciones areales y/o figuras de disolución y grado de alteración (composición elemental y relación Si/O). Todos los morfotipos pensamos son heredados. El morfotipo más frecuente (30%) está representado por granos policristalinos drusiformes relativamente meteorizados, al que siguen (22%) los granos monocristalinos o policristalinos de pocos cristales con madurez sedimentaria; el resto suponen porcentajes menores del 20%. Las proporciones relativas de los distintos morfotipos permiten diferenciar los suelos cuyo material original está emparentado con las rocas del macizo de Sierra Nevada (P2, P3 y P4) de aquel desarrollado sobre materiales sedimentarios pliocuaternarios (P1). El estudio microanalítico demuestra la existencia de procesos de alteración al detectarse elementos diferentes al Si y O; además, la relación Si/O establece que los perfiles más reactivos para el cuarzo son el P1 y el P4. Se pone en duda, pues, el paradigma de la inalterabilidad del cuarzo en suelos mediterráneos.



## **Rasgos de disolución en granos de cuarzo en suelos, observados con SEM**

Rocío Márquez Crespo<sup>1</sup>, Juan Manuel Martín García<sup>2</sup>, Gabriel  
Delgado Calvo-Flores<sup>3</sup> y Rafael Delgado Calvo-Flores<sup>3</sup>

1 Servicio de Microscopía Electrónica y Microanálisis. Facultad de Farmacia.  
Universidad de Granada. Campus Universitario de Cartuja s/n. 18071 Granada.

Tel.: 958 240607. e-mail: [semfarma@ugr.es](mailto:semfarma@ugr.es)

2 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad  
de Jaén. Campus Universitario Las Lagunillas. 23071 Jaén.

Tel.: 953 002772. e-mail: [jmmartin@ujaen.es](mailto:jmmartin@ujaen.es)

3 Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Farmacia.  
Universidad de Granada. Campus Universitario de Cartuja s/n. 18071 Granada.

Tel.: 958 243538. e-mail: [rdelgado@ugr.es](mailto:rdelgado@ugr.es)

En los medios edáficos el cuarzo ha sido considerado, tradicionalmente, como un mineral muy estable frente a procesos de alteración química. Dicha alteración es función tanto del clima (mayor en ambientes húmedos tropicales (1), (2)) como del tiempo de exposición a los procesos de meteorización (3), (4). Por esta razón, en suelos de clima mediterráneo, el cuarzo ha sido considerado como un mineral casi

inalterado químicamente (5), (6), (7).

Sin embargo, el análisis de la morfoscopía y los rasgos superficiales de los granos minerales mediante la aplicación de la microscopía electrónica de barrido, ha permitido observar rasgos de disolución en granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera de cuatro suelos característicos de la provincia de Granada: un Calcisol háplico de Sierra Elvira, un Regosol úmbrico de Sierra Nevada, un Luvisol crómico del Llano de la Perdiz y un Fluvisol calcárico de la Vega de Granada.

Entre estos rasgos de alteración se destacan los golfos de corrosión, las disoluciones areales y figuras de disolución (“etch pits”), que en ocasiones aparecen agrupadas y orientadas generando campos.

Cabe destacar que la relación Si/O, analizada mediante microanálisis de rayos X de energía dispersiva (EDR) en los granos de cuarzo con evidencias de meteorización química, muestra valores menores a 0,5 (relación ideal en número de átomos).

Las señales morfoscópicas de disolución del cuarzo son más abundantes en el Luvisol crómico, que se corresponde con el más evolucionado desde un punto de vista edáfico. Aún así, en suelos de poca evolución edáfica, como el Regosol úmbrico y el Fluvisol calcárico, los rasgos de disolución química también están presentes,

cuestionándose así el paradigma de que en estos suelos existe una baja actividad edafoquímica.

**Referencias:**

- (1) **Asumadu K., Gilkes R.J., Armitage T.M., Churchward H.M.** (1988). The effects of chemical weathering on the morphology and strength of quartz grains – an example from S.W. Australia. *Journal of Soil Science*, 39: 375-383.
- (2) **Marcelino V., Mussche G., Stoops G.** (1999). Surface morphology of quartz grains from tropical soils and its significance for assessing soil weathering. *European Journal of soil Science*, 50: 1-8.
- (3) **White K.L.** (1981). Sand grain micromorphology and soil age. *Soil Science Society of America Journal*, 45: 975-978.
- (4) **Howard J.L., Amos D.F., Daniels W.L.** (1995). Micromorphology and dissolution of quartz sand in some exceptionally ancient soils. *Sedimentary Geology*, 105: 51-62.
- (5) **Delgado R., Párraga J., Huertas F., Linares J.** (1990). Genèse d'un sol fersiallitique de la Formation Alhambra (Granada, Espagne). *Science du Sol*, 28: 53-70.
- (6) **Martín-García J.M.** (1994). La génesis de Suelos Rojos en el macizo de Sierra Nevada. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.
- (7) **White A.F., Blum A.E., Schulz M.S., Bullen T.D., Harden J.W., Peterson M.L.** (1996). Chemical weathering of a soil chronosequence on granitic alluvium 1. Reaction rates based on changes in soil mineralogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 2533-2550.

**El cuarzo de la fracción arena fina ligera de un Typic Calcixeroll de Sierra Elvira  
(Granada)**

Rocío Márquez Crespo<sup>1</sup>, Juan Manuel Martín García<sup>2</sup> y Rafael Delgado Calvo-Flores<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Edafología y Química Agrícola, Universidad de Granada  
Campus Universitario de Cartuja s/n, 18071-Granada

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad de Jaén  
Campus Universitario Las Lagunillas, 23071-Jaén  
semfarma@ugr.es

El cuarzo (SiO<sub>2</sub>) es uno de los minerales más abundantes de la corteza terrestre, siendo el politipo  $\alpha$  (de baja temperatura) el más común en los medios de alteración. Además, es un importante constituyente de la mayoría de los suelos, concentrándose en las fracciones arena y limo. En medios de alteración se ha calificado como un mineral muy estable químicamente, sobre todo en suelos mediterráneos. Sin embargo, distintos estudios, algunos de nuestro Grupo de Investigación, han puesto de manifiesto que procesos de alteración, disolución, transporte y deposición, incluyendo recrecimientos, pueden dejar su impronta en la superficie de estos granos minerales.

Gracias al estudio morfosκόpicó y microanalítico del cuarzo mediante la aplicación de la microscopía electrónica de barrido (SEM) y el microanálisis de rayos X (EDR), respectivamente, se ha podido vislumbrar la génesis de este mineral en la fracción arena fina ligera (obtenida por flotación en bromoformo) de un Typic Calcixerolls de la provincia de Granada. Se han diferenciado 13 morfotipos y 6 submorfotipos de granos de cuarzo en cinco de los siete horizontes que componen este perfil. El morfotipo más frecuente (27%) está representado por granos policristalinos de agregados framboidales de cristales, originados, probablemente, por procesos de neoformación a partir de geles, en el medio sedimentario o en el suelo. Le siguen, con un 23%, granos policristalinos de drusas de cristales con madurez sedimentológica y con un 22% granos mono o policristalinos originados por la fragmentación física de granos de mayor tamaño. El resto de las tipologías diferenciadas aparecen en proporciones menores al 10%. La variabilidad de morfotipos de granos de cuarzo reconocida se corresponde igualmente con una variabilidad en los valores de la relación Si/O calculados, lo que se asocia, en primer lugar, a la existencia de diferentes materiales de partida para el desarrollo de este perfil (materiales margosos de Sierra Elvira y aportes coluviales de gravas carbonatadas procedentes de la ladera de la propia sierra). Además, el valor medio de esta relación (0,37) es inferior al valor ideal (0,5), lo que pone de manifiesto la actuación de procesos de alteración y/o neoformación.





## Evolución del cuarzo en un Haplic Palexeralf de la Formación Alhambra (Granada, España)

R. Márquez Crespo<sup>1</sup>, J. M. Martín García<sup>2</sup>, G. Delgado Calvo-Flores<sup>1</sup> & R. Delgado Calvo-Flores<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Univ. de Granada, Dpto. de Edafología y Química Agrícola, Facultad de Farmacia, Campus de Cartuja s/n, 18071, Granada, España-Tel: 958240607-Correo electrónico: semfarma@ugr.es

<sup>2</sup> Univ. de Jaén, Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus Universitario Las Lagunillas, 23071, Jaén, España-Tel: 953212772-Correo electrónico: jmmartin@ujaen.es

---

El mineral cuarzo (SiO<sub>2</sub>), y concretamente la forma de baja temperatura (polimorfo  $\alpha$ ), ha sido históricamente considerado muy estable químicamente en medios de alteración sometidos a un clima mediterráneo, concretamente en suelos. Sin embargo, distintos estudios han puesto en duda este paradigma, demostrando que procesos de alteración química pueden dejar su huella en la superficie de los granos minerales (Delgado et al., 2003; Martín-García et al., 2004). Se ha intentado conocer la evolución de este mineral, en la fracción arena fina ligera (separada densimétricamente por flotación en bromoformo; densidad, 2,89 g/cm<sup>3</sup>) de un Haplic Palexeralf desarrollado sobre materiales de la Formación Alhambra (Granada). Para ello, se ha realizado un estudio morfosκόpicó, mediante la aplicación de la microscopía electrónica de barrido (SEM), y un estudio microanalítico mediante la aplicación de técnicas como microanálisis de rayos X (EDR) y microsonda de electrones (EPMA). Este estudio se ha completado con la obtención de patrones de difracción de electrones (SAED pattern). Los resultados han puesto de manifiesto la existencia de 8 morfotipos y 6 submorfotipos de granos de cuarzo, en tres de los cinco horizontes que componen este perfil. El morfotipo que lo domina es el morfotipo 2 (34%), representado por granos monocristalinos y/o policristalinos producto de la fragmentación de granos mayores. Son los submorfotipos 2c (16%) y 2b (14%) los que mayor influencia tienen sobre su proporción, diferenciándose éstos entre sí por el grado de madurez sedimentológica (mayor en 2c). Los morfotipos 6 (22%), con granos de origen principalmente metamórfico y 7 (18%), con granos que presentan dishomogeneidad en relación a su cristalización, son los siguientes en abundancia. Con un porcentaje muy similar entre sí, se presentan el morfotipo 4 (12%), formado por granos policristalinos constituidos por drusas de cristales con cierta madurez sedimentológica, y el morfotipo 3 (11%), constituido por granos policristalinos de agregados framboidales de cristales. El resto de las tipologías diferenciadas aparecen en proporciones menores al 5%.

Los datos microanalíticos y de SAED pattern, ponen de manifiesto una baja alteración de los granos de cuarzo de este perfil, aunque los morfotipos y submorfotipos predominantes indican alteración de este mineral y los rasgos morfosκόpicos de disolución están muy bien expresados. Estas aparentes contradicciones, considerando además que se trata de un suelo muy evolucionado, abren interesantes perspectivas de estudio e interpretación del problema desde la óptica edafogenética.



## **EL MINERAL CUARZO EN XERIC DYSTROCRYEPTS DE SIERRA NEVADA (GRANADA)**

R. MÁRQUEZ, J.M. MARTÍN, G. DELGADO, J. CALERO & R. DELGADO

MÁRQUEZ, R. Departamento de Edafología y Química Agrícola  
Facultad de Farmacia, Universidad de Granada  
Campus Universitario de Cartuja s/n. 18071 Granada (España)  
Telf: 958 24 06 07  
[semfarma@ugr.es](mailto:semfarma@ugr.es)

El cuarzo (SiO<sub>2</sub>) es un mineral muy abundante en la corteza terrestre y es su forma de baja temperatura (polimorfo α) un importante constituyente de las fracciones arena y limo de la mayoría de los suelos. En medios de alteración, principalmente sometidos a clima mediterráneo, se le ha atribuido históricamente una alta estabilidad. Sin embargo, recientes estudios muestran distintas señales de alteración en la superficie de los granos de cuarzo, producto de la acción de procesos físicos y químicos (Delgado et al., 2003; Martín-García et al., 2004). Tales rasgos de alteración se han observado en granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera (separación densimétrica – < 2,89 g/cm<sup>3</sup> – en bromoformo) de un Xeric Dystrocryept desarrollado sobre micaesquistos y cuarcitas representativo de este tipo de suelos de Sierra Nevada (Granada) (perfil Ah1, Ah2, Ah3, AC, C). Para caracterizar dichas señales de alteración se ha realizado un estudio morfoscópico, con microscopía electrónica de barrido (SEM), un estudio analítico, mediante espectrometría de rayos X (EDR) y microsonda electrónica (EMPA), y un análisis de los patrones de difracción de electrones (SAED pattern). El estudio de SEM ha permitido diferenciar 8 morfotipos y 5 submorfotipos de granos de cuarzo en los cuatro horizontes más representativos del perfil. El morfotipo dominante es el 6 (48%), constituido por granos metamórficos con rasgos evidentes de meteorización. Le sigue en abundancia el submorfotipo 2a (13%), integrado por fragmentos de granos con pocos cristales y con un bajo grado de alteración. Los morfotipos 7 (13%) y 8 (12%) agrupan, respectivamente, granos dishomogéneos morfológicamente con partes framboidales y partes donde se reconocen caras de cristal y granos con formas planas de origen metamórfico. El resto de morfotipos y submorfotipos presentan valores muy cercanos o inferiores al 5%. Los datos microanalíticos y de SAED pattern ponen en evidencia la existencia de aureolas de alteración en las zonas de borde de los granos del morfotipo 6.



## ELEMENTOS TRAZA EN GRANOS DE CUARZO DE DYSTROCRYEPT Y HAPLOXERALF DE SIERRA NEVADA (GRANADA, ESPAÑA)

R. Márquez<sup>1</sup>, J.M. Martín<sup>2</sup>, G. Delgado<sup>1</sup>, J. Calero<sup>2</sup> y R. Delgado<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Departamento de Edafología y Química Agrícola, Facultad de Farmacia, Universidad de Granada, Campus Universitario de la Cartuja s/n, 18071, Granada, España.*

<sup>2</sup> *Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus Universitario Las Lagunillas, 23071, Jaén, España.*

*e-mail: semfarma@ugr.es*

El cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ), uno de los minerales más abundantes en la corteza terrestre, ha sido considerado clásicamente como un mineral estable, desde el punto de vista químico, bajo ambientes de alteración sometidos a clima mediterráneo. Se trata de un mineral con una fuerte configuración estructural de enlaces de Si – O, lo que hace que en su red sólo puedan entrar una mínima cantidad de elementos [1], como desviaciones de la composición química ideal o impurezas estructurales, sustituyendo al  $\text{Si}^{4+}$  isomórficamente en el centro de los tetraedros, u ocupando posiciones intersticiales en su configuración atómica [2]. Entre dichos elementos se incluyen: Al, B, Ca, Cr, Cu, Fe, Ge, H, K, Li, Mg, Mn, Na, P, Pb, Rb, Ti y U [3]. Algunos autores (por ejemplo, [4]), consideran que sólo Al, B, Ge, Fe, H, K, Li, Na, P y Ti pueden considerarse elementos químicos en la red del cuarzo diferentes al Si y O, y que el resto pertenecen a las inclusiones líquidas y/o sólidas presentes en este mineral. Los elementos situados en posiciones intersticiales en la estructura del cuarzo están constituidos, generalmente, por iones monovalentes, que ocupan canales estructurales paralelos al eje *c* para compensar el balance de carga generado al producirse sustituciones isomórficas en el centro de los tetraedros [5].

La concentración de elementos traza en minerales está relacionada con su temperatura de cristalización, por lo que se ha utilizado en el cuarzo como herramienta para distinguir diferentes orígenes [6, 7]. Pero la presencia de determinados elementos traza también puede estar influenciada por la coexistencia, en el medio de formación del cuarzo, de otras fases minerales que albergan en su estructura dichos elementos de forma natural. Así por ejemplo, concentraciones de Ti en el cuarzo pueden deberse a la estabilidad en el ambiente geoquímico de la biotita o el rutilo [1].

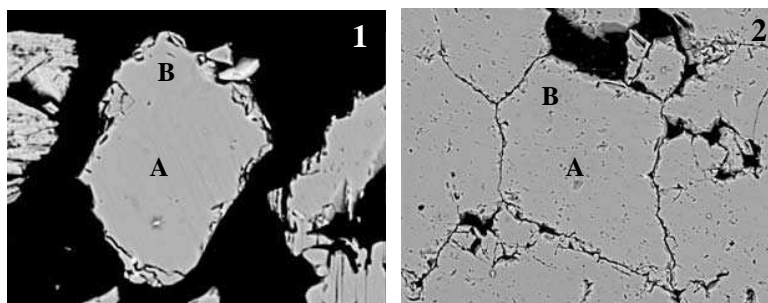
En este trabajo se presentan datos preliminares sobre el contenido de elementos traza en cuarzos de la fracción arena fina ligera (50-250  $\mu\text{m}$ ;  $< 2,83 \text{ g/cm}^3$ ) de horizontes seleccionados en un Xeric Dystrocryept (P2, horizonte AC) y en un Haploxeralf Ultico (SR2, horizonte Bt), de Sierra Nevada (Granada), y en cuarzos de las rocas sobre los que se han desarrollado dichos perfiles. Se han analizado los siguientes elementos: Al, K, Ca, Fe, Na, Mg, P, Ti, Mn, Cr y Ba. Los análisis se han realizado en el centro y borde de los granos minerales de las arenas finas ligeras de los suelos, y en el centro y límites de bandas de cuarzo de las rocas (**Fig.1**), utilizando una Microsonda de Electrones (EMPA) CAMECA SX50 WDS.

Los resultados obtenidos (**Tabla 1**) muestran, en general y en ambos perfiles, una mayor concentración de elementos traza en las zonas de borde respecto a las de centro. Las bandas cuarcíticas de las dos rocas analizadas se caracterizan por presentar valores similares entre sí en sus zonas centrales. Sólo las concentraciones de Fe y Ti son más elevadas en las muestras de SR2 (**Tabla 1**). Por su parte, las zonas externas contienen mayor concentración de elementos traza en el perfil SR2, a excepción, como caso destacable, del Mn, muy superior en P2 (**Tabla 1**).

En el caso de los cuarzos de la arena fina ligera de los suelos, las medidas realizadas en sus zonas centrales muestran una mayor concentración de Al, K, Fe y Ti para los granos minerales

de P2 respecto a los de SR2. Las cantidades en los bordes de grano son, para la mayoría de los elementos, superiores en el perfil SR2 (**Tabla 1**).

En el caso del cuarzo de la arena fina ligera del suelo, las diferencias compositivas dentro del grano se atribuyen a la mayor alteración de los bordes respecto al centro. Al comparar los perfiles hay que acudir a la distinta tipología de los mismos, que implica grados de evolución edafogénica diferentes.



**Figura 1.** Ejemplo de granos de arena (1) y bandas de cuarzo de las rocas (2), analizados con microsonda de electrones. Imágenes de electrones retrodispersados. A: zona centro; B: zona borde/límite.

Perfiles de Suelo	P2 (Xeric Dystrocrept)				SR2 (Haploxeralf Ultico)			
	Roca		Arena Fina Ligera		Roca		Arena Fina Ligera	
Elemento	Centro	Límite	Centro	Borde	Centro	Límite	Centro	Borde
Al	11	45	27	86	13	79	8	1013
K	15	33	20	37	16	43	6	363
Ca	21	2	4	88	20	19	28	19
Fe	67	108	185	385	462	851	165	419
Na	5	2	4	31	5	19	4	57
Mg	1	1	1	16	2	13	-	44
P	4	3	8	12	3	5	9	15
Ti	8	31	39	6	61	34	-	166
Mn	15	191	-	4	8	5	6	5
Cr	7	1	3	-	7	3	3	6
Ba	5	18	6	17	5	10	2	8

**Tabla 1.** Concentración (ppm) de elementos traza en cuarzo.

### Referencias

- [1] B. Flem, R.B. Larsen, A. Grimstvedt y J. Mansfeld. *Chemical Geology*. 182, 237-247 (2002).
- [2] A.J. Cohen. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*. 13, 321-325 (1960).
- [3] I. Fanderlik. *Silica Glass and Its Application*, Elsevier (1991).
- [4] L. Jung. High-purity natural quartz. Part 1: High-purity natural quartz for industrial use, alibrary of Congress-in-Publication Data (1992).
- [5] G.R. Watt, P. Wright, S. Galloway y C. McLean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61, 4337-4348 (1997).
- [6] W.H. Dennen, W.H. Blackburn, A. Quesada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 27, 332-342 (1970).
- [7] T. Monecke, U. Kempe y J. Götze. *Earth and Planetary Science Letters*. 202, 709-724 (2002).

## LA CATODOLUMINISCENCIA COMO UNA TÉCNICA DE ESTUDIO DE LA POLIGÉNESIS EN GRANOS DE CUARZO DE SUELOS

ROCÍO MÁRQUEZ<sup>1</sup>, JUAN MANUEL MARTÍN-GARCÍA<sup>2</sup>, GABRIEL DELGADO<sup>3</sup>,  
RAFAEL DELGADO<sup>3</sup>

<sup>1</sup>CENTRO DE INSTRUMENTACIÓN CIENTÍFICA (F. FARMACIA), UNIVERSIDAD GRANADA

<sup>2</sup>DPTO. GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD JAÉN

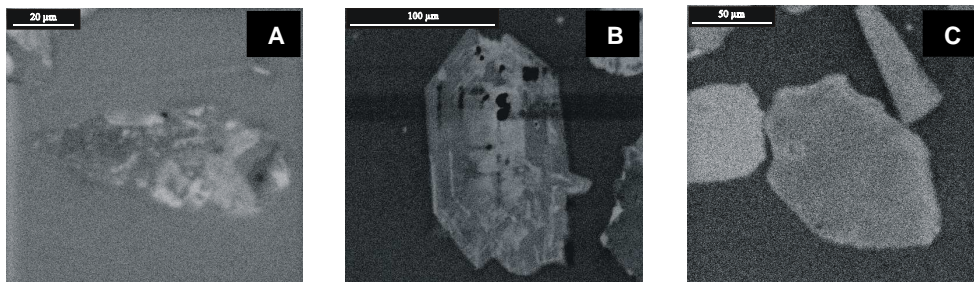
<sup>3</sup>DPTO. EDAFOLOGÍA Y QUÍMICA AGRÍCOLA (F. FARMACIA), UNIVERSIDAD GRANADA

<sup>1y3</sup>CAMPUS DE CARTUJA s/n, 18071, GRANADA

<sup>2</sup>CAMPUS LAS LAGUNILLAS s/n, 23071, JAÉN

Telf: 958 240 607 [semfarma@ugr.es](mailto:semfarma@ugr.es)

En la fracción arena fina ligera (50–250  $\mu\text{m}$ ;  $\rho < 2,83 \text{ g/cm}^3$ ) de un *Typic Calcixeroll* de Sierra Elvira (Granada), se han reconocido granos de cuarzo con distintas características morfológicas, tales como: granos monocristalinos alotriomorfos, generados por procesos de meteorización física; agregados “framboidales” de cristales, con distinto grado de cristalización de sus zonas externas; granos formados por drusas de cristales con una relativa madurez sedimentológica; granos monocristalinos idiomorfos, con caras de cristales bien desarrolladas; granos eólicos; granos de cuarzo producto de la actividad orgánica, tanto de plantas como de animales. Los patrones luminiscentes que presentan, observados con microscopio electrónico de barrido (SEM-CL), son muy heterogéneos: desde granos no luminiscentes, a granos con luminiscencias parcheadas o granos con bandas concéntricas de luminosidad diferente (zonaciones), paralelas a los límites del cristal (Figura 1). Estos patrones están asociados a orientaciones cristalográficas distintas, a la removilización y precipitación de la sílice disuelta en el ambiente geoquímico o edafoquímico (bandas luminiscentes claras y oscuras paralelas a los límites cristalinicos) o incluso a la presencia de zonas alteradas en los granos de cuarzo en las que pueden existir modificaciones de su composición química a nivel de trazas y/o de la perfección estructural.



**Figura 1.-** Imágenes SEM-CL de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera de un *Typic Calcixeroll* de Sierra Elvira (Granada). A: luminiscencia parcheada; B: luminiscencia en bandas paralelas a los límites del cristal formando zonaciones; C: luminiscencia en banda paralela al borde del cristal.





SEM-IA OF MORPHOTYPES OF QUARTZ GRAINS IN  
MEDITERRANEAN SOILS

Márquez, R<sup>1</sup>, Martín-García, J.M<sup>2</sup>, Delgado G.<sup>3</sup>, Pérez-Lomas, A.L<sup>3</sup> and Delgado R.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Centro de Instrumentación Científica, Universidad de Granada, 18071, Granada, España*

<sup>2</sup> *Dpto. Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Jaén, 23071, Jaén, España*

<sup>3</sup> *Dpto. Edafología y Química Agrícola, Facultad de Farmacia, Universidad de Granada, 18071, Granada, España*

**e-mail:** semfarma@ugr.es

The analysis of the superficial micro-textures of mineral grains, with genetic meaning, it has been favored with the application of electron microscopy techniques that have allowed the detailed description in the same ones. The quartz, very abundant in the materials of the terrestrial crust, is a very interesting mineral for this analysis because it shows superficial features (micro-textures) generated in different formation environments. In this paper the quartz from the light fine sand (50-250  $\mu\text{m}$ ;  $< 2,83 \text{ g/cm}^3$ ) of five representative soils of Granada province has been selected: a) *Brown Earth* from Sierra Elvira (P1); b) *Ranker* from Sierra Nevada (P2); c) *Mediterranean Red Soil over micaschists and quarcites* from Sierra Nevada (SR2); d) *Mediterranean Red Soil over conglomerates* from "Llano de la Perdiz" site (P3); and e) *Fluvisol over recent materials* from the Vega of Granada (P4). These mineral grains have been described and classified, by means of their observation with a scanning electron microscope (SEM Hitachi S-510), following a heuristic method in which have been kept in mind different morphologic, crystallographic, mineralogical and weathering features. With this study, mainly descriptive, we group the quartz grains with same or very similar characters and with an equivalent genesis. We have denominated them "morphotypes", and, in some cases, with varieties denominated "submorphotypes". The objective of this work has been to carry out a confirmation of the heuristic classification by means of image analysis of the SEM pictures (morphologic parameters of the grain surface and grain contour) and statistical study. The ImageJ image analysis program and the SPSS statistical package have been used. We have selected the quartz grains belonging to the morphotype 2 (monocrystalline grains, or polycrystalline grains of few crystals, generated by physical weathering processes (Figure 1A), and the morphotype 3 (grains of quartz with framboid aspect, precipitated from colloidal silica); the morphotype 3 has been differentiated in three submorphotypes with different degrees of crystallization on their more external surfaces: 3a, 3b and 3c (Figures 1B, 1C and 1D). The measured parameters have a normal distribution in most of the cases, as much in morphotypes as in submorphotypes. When they are adjusted in a factorial analysis (Varimax rotation), the system is defined by three components that explain 78.3% of the variance. The first component (40.3% of the variance) contains the contour parameters (except contour circularity); the second component (29.4% of the variance) groups the surface parameters (except surface circularity); and the third component (8.5% of the variance) contains the parameters of circularity (contour circularity and surface circularity). The discriminant analysis differentiates the morphotypes and

submorphotypes of quartz grains among them (Figure 2), with a percentage of correctly classified cases of 77.3%. The morphotype 3a is more similar to 3b than to 3c; 3c also resemble to 2. The t-test analysis corroborates this discrimination, mainly in the surface parameters.

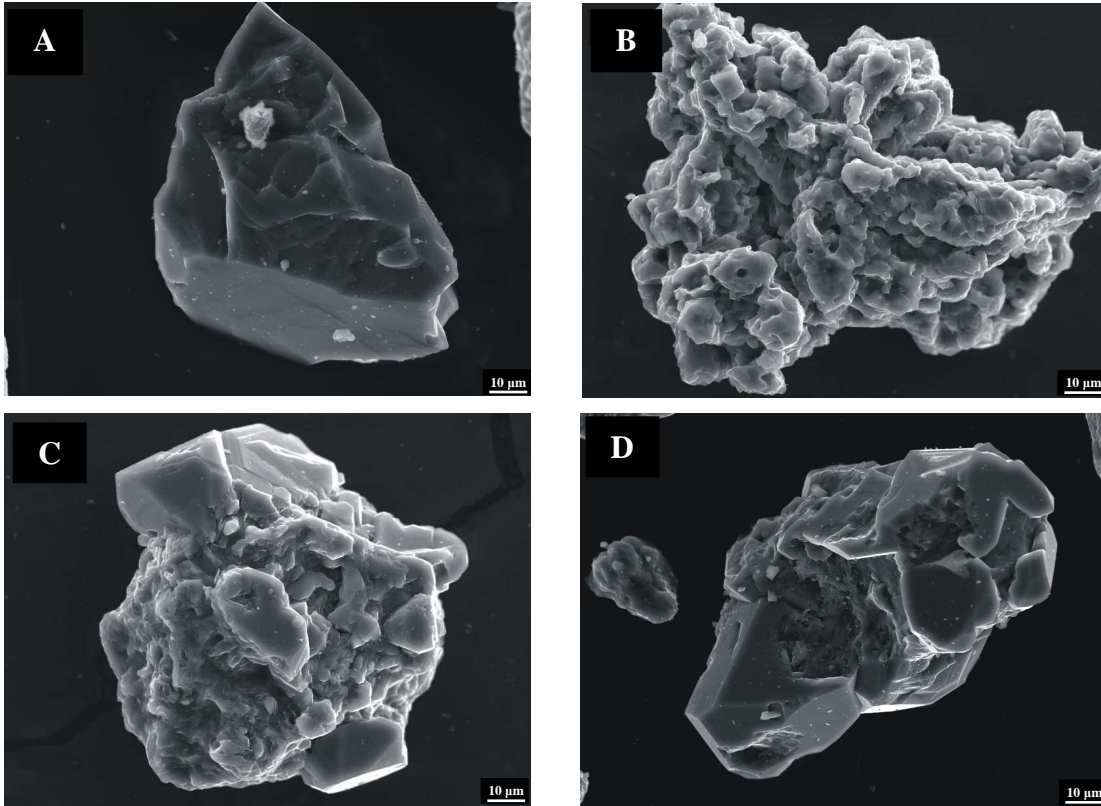


Fig. 1 SEM images. A- Morphotype 2; B- Submorphotype 3a; C- Submorphotype 3b; D- Submorphotype 3c.

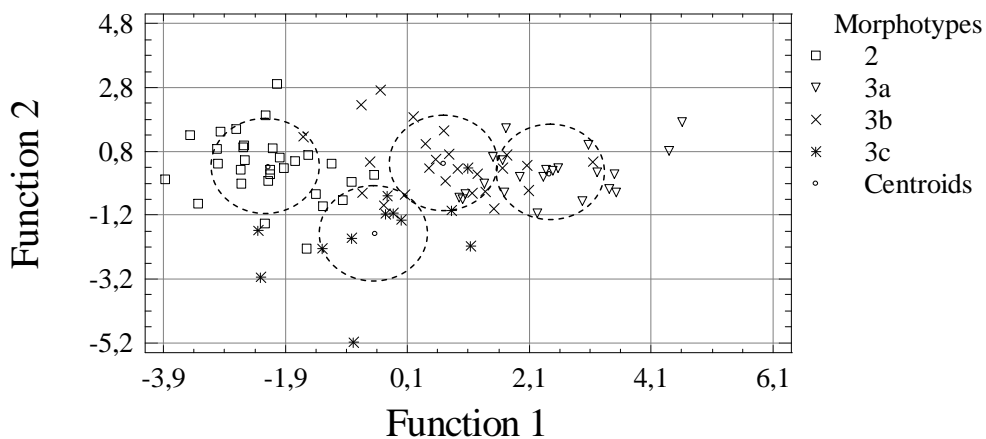


Fig. 2 Discriminant analysis of the morphotypes and submorphotypes based on the morphometric parameters.

# Genesis of the quartz in Spanish Mediterranean soils. An advance.

Rocío Márquez<sup>A</sup>, Juan Manuel Martín-García<sup>B</sup>, Gabriel Delgado<sup>B</sup>, Jaume Bech<sup>C</sup> and Rafael Delgado<sup>B</sup>

<sup>A</sup>Centro de Instrumentación Científica, Universidad de Granada, Granada, Spain, Email [semfarma@ugr.es](mailto:semfarma@ugr.es)

<sup>B</sup>Facultad de Farmacia, Universidad de Granada, Granada, Spain, Email [jmmartingarcia@ugr.es](mailto:jmmartingarcia@ugr.es), [gdelgado@ugr.es](mailto:gdelgado@ugr.es), [rdelgado@ugr.es](mailto:rdelgado@ugr.es)

<sup>C</sup>Facultad de Biología, Universidad de Barcelona, Barcelona, Spain, Email [jbech@ub.edu](mailto:jbech@ub.edu)

## Abstract

The quartz grains of the light fine sand fraction of five Mediterranean soils from Granada province have been classified in 13 morphotypes with genetic sense, by means of a morphoscopic study with a scanning electron microscope (SEM) and image analysis (IA). A factorial analysis of the soil variables (physical, chemical, physico-chemical and mineralogical characters) and the morphoscopic characteristics of the quartz grains, has defined a system with six components (80.1% of the explained variance). This statistical analysis has allowed to distinguish morphotypes with neof ormation traits from others that are without them.

## Key Words

Quartz, Mediterranean soils, quartz grain morphotypes, SEM, multivariate statistical analysis

## Introduction

The quartz (SiO<sub>2</sub>) is one of the most abundant constituent minerals of the soils. The quartz is concentrated in the sand and silt fractions, both inherited from the parent rock by physical disintegration and/or dissolution, and by eolic contributions. It can be also neof ormed. The low temperature polymorph of the quartz ( $\alpha$ -quartz) is the most frequent in the superficial environments. The quartz is considered chemically stable, mainly in Mediterranean soils (Delgado et al., 1990; Martín-García, 1994; White et al., 1996). However, different papers (some of our Investigation Group; Delgado et al., 2003; Martín-García et al., 2004) have shown that the alteration, dissolution, transport and deposition processes, including regrowing, can impose marks in the surface of the quartz grains and changes in their chemical composition. The objective of this work is to elucidate the genesis of this mineral in the soil environment of five representative Mediterranean soils from the Granada province (south of Spain): Typic Calcixeroll *Sierra Elvira* (P1), Humic Distroxerept *Sierra Nevada* (P2), Inceptic Haploxeralf *Sierra Nevada* (SR-2), Typic Haploxeralf the *Llano de la Perdiz* (P3) and Fluventic Haploxeroll *Vega de Granada* (P4).

## Methods

### *Description, analysis and soil classification*

The macromorphologic field description of the soils and the analysis of the main physical, chemical, physico-chemical and mineralogical features of the soil horizons, granulometric fractions and soil solution samples (that have allowed to establish the soil classification – Soil Survey Staff, 2006 –) have been carried out following the usual methods (Márquez, 2010).

### *Quartz study*

Morphoscopy of quartz grains of the light fine sand fraction (gravimetrically separated with bromoform –  $\rho = 2.82 \text{ g/cm}^3$  – in order to concentrate the quartz particles –  $\rho = 2.65 \text{ g/cm}^3$  –) has been studied by scanning electron microscopy (SEM) and energy dispersive X-ray analysis (EDX). The classification of quartz grains in morphotypes has been carried out with the application of a heuristic method (using morphologic, crystallographic, mineralogical and weathering features). The analysis of the SEM images (SEM-IA) has been carried out with the program ImageJ (National Institutes of Health, 2008).

### *Statistical study*

A factorial analysis has been carried out using the obtained results by means of the statistical package SPSS 15.0. Previously, the test Kolmogorov–Smirnov was applied to the data population. Some variables were transformed.

## Results

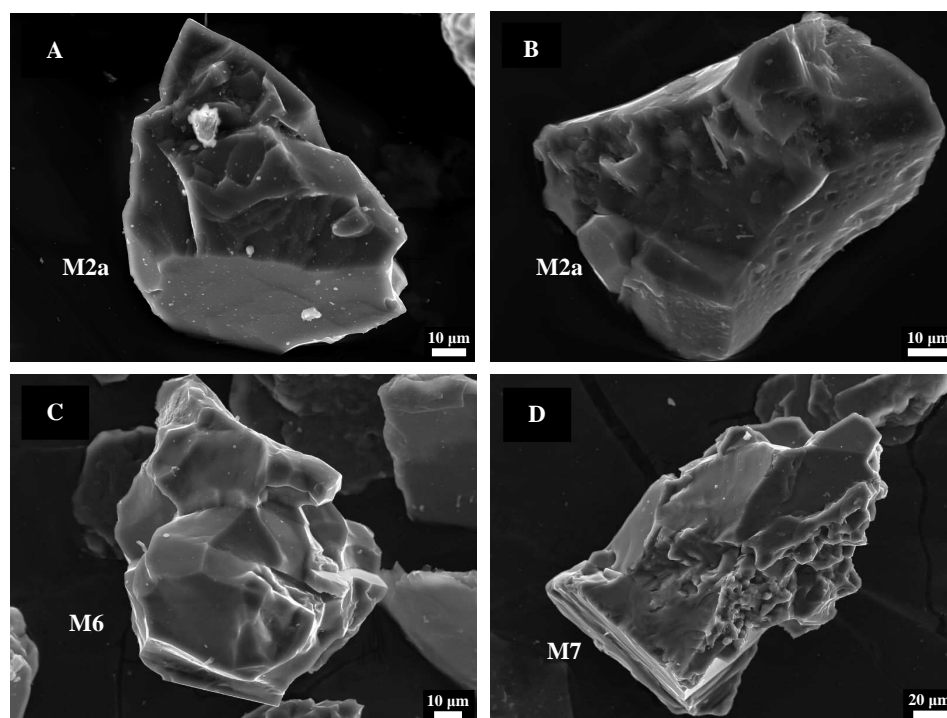
Site description of soils is shown in Table 1. The morphoscopic study of the quartz grains allowed classifying them in 13 morphotypes and 6 sub-morphotypes, with genetic sense, some of which are showed

in the Figure 1. Thereby, morphotypes with quartz grains predominantly showing mechanical marks (Figure 1A, 1C), with some surface weathering marks (Figure 1B) or with some neoformation features can be distinguished. This classification has been confirmed by means of image analysis and statistical study (Márquez et al., 2009).

The adjustment of a factorial analysis to the variables of the studied soils and the morphologic variables of the analyzed quartz grains allowed to define the system for six components that explain 80,1% of the total variance (Table 2). The first component (28.4% of the variance) contains mainly the forming factors of the soil variables (climatic and topographic variables) and general chemical characters of soils (pH, exchangeable cations, i.e). The second component (18.0% of the variance) is a Mediterranean pedoevolution factor in which weathering variables are included (redness indexes, clay content, free forms, mineralogy of the clay fraction, phyllosilicate content, etc). The third component (10.9% of the variance) includes mainly the variables related with the silt granulometric fraction. The fourth component (8.7% of the variance) contains the variables related with the fine sand fraction and the morphotypes M2 and M6; these quartz grains haven't neoformation features. The fifth component (7.8% of the variance) is mainly a factor related with the soil organic matter. Finally, the sixth component (6.3% of the variance) contains the variables related with the soil solution (mmol/l of  $\text{Si}^{4+}$ , i.e) and the morphotype M7; this morphotype contain quartz grains with certain traits of mineral neoformation.

**Table 1. General information on the soil site.**

Soil	Typic Calcixeroll	Humic Distroxerept	Inceptic Haploxeralf	Typic Haploxeralf	Fluventic Haploxeroll
Horizon sequence	Ah, Bw, BCK, 2CBk, 2Ck1, 2Ck2, 3Ck	Ah1, Ah2, Ah3, AC, C	Ap, AB, Bt, BCt1, BCt2	A, AB, Bt, Btg, BCtg	Ap, C, 2Cg, 3C1, 4C2
Parent material	Slope deposits from sandstone and marls	Slope deposits from mica-schists and quartzites	Slope deposits from mica-schists and quartzites	Formación Alhambra's conglomerates	Aluvial sediments
Elevation (m)	760	2420	1410	1020	600
Physiographic location/Slope (%)	Lower slope/37	Upper slope/49	Middle slope/23	Upper slope/15	Flood plain/2
Vegetation	Holm oaks and scrubs (thymus)	Thyme field	Scrubs (thymus)	Scrub (thymus) and reforested pines	Poplar plantation
Moisture regime	Xeric	Xeric	Xeric	Xeric	Xeric
Temperature regime	Thermic	Cryic	Mesic	Thermic	Thermic



**Figure 1. SEM images of some quartz grains morphotypes and submorphotypes. A: submorphotype M2a; B: submorphotype M2a with surface weathering marks (etch-pits); C: morphotype M6; D: morphotype M7.**

**Table 2. Factorial analysis. Rotate component matrix.**

VARIABLES	COMPONENTS					
	1	2	3	4	5	6
Elevation (m)	-xx					
Slope (m)					x	
RI (wet)		xxx				
RI (dry)		xxxx				
T (°C)	xxxx					
<sup>1</sup> P (m)	xxxx					
ETP (m)	xxxx					
Ex (m)	-xxxx					
<sup>1</sup> Df (m)	-xx					
ETR (mm)	xxx					
Silt (%)			xx			
Clay (%)		xxx				
Coarse sand (%)	-x					
Fine sand (%)				xxx		
W (-33kPa) (%)			x			
W (-1500kPa) (%)		xx				
Available water (mm/cm)			xxx			
Organic carbon (%)					xxxx	
Nitrogen (%)					xxxx	
pH(H <sub>2</sub> O)	xxxx					
pH(KCl)	xxxx					
Ca <sup>2+</sup> (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )	xxx					
Mg <sup>2+</sup> (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )		xxx				
Na <sup>+</sup> (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )			xx			
Total bases (cmol(+)kg <sup>-1</sup> )	xxx					
Saturation (%)	xxxx					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)		xxx				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	-xx					
SiO <sub>2</sub> (%)		xxx				
Total free forms (%)		xxx				
CS Quartz	-x					
CS Potassium feldspar	-xx					
CS Clay minerals	-xx					
<sup>2</sup> CS Chlorite	-xxx					
CS Goethite	-xx					
LFS Quartz				xx		
LFS Potassium feldspar				xx		
LFS Plagioclase				xx		
LFS Clay minerals	-xx					
S Quartz			xx			
S Plagioclase	x					
S Clay minerals			xxx			
S Chlorite			xxxx			
S Goethite			x			
S Haematite			x			
<sup>2</sup> C Quartz		xxxx				
C Clay minerals		xxxx				
<sup>2</sup> C Goethite		xxxx				
Chlorite		xxx				
Illite		xxx				
<sup>2</sup> Kaolinite		xxxx				
Smectite	xxx					
SS EC (mScm <sup>-1</sup> )	x					xx
SS pH	xxx					
SS K <sup>+</sup> (mmol/l)						xx
SS Ca <sup>2+</sup> (mmol/l)						xxx
<sup>3</sup> SS Mg <sup>2+</sup> (mmol/l)						xxx
SS Si <sup>4+</sup> (mmol/l)						xxx
SS Fe <sup>3+</sup> (μmmol/l)					xxx	
<sup>4</sup> SS Al <sup>3+</sup> (μmmol/l)					x	
<sup>3</sup> SS Li <sup>+</sup> (μmmol/l)	xx					
<sup>4</sup> SS Mn <sup>2+</sup> (μmmol/l)	-x					
SS Sr <sup>2+</sup> (μmmol/l)						xxxx
SS Ba <sup>2+</sup> (μmmol/l)						xxxx
Morphotype M2 (%)				x		
Submorphot. M2a (%)				xxx		
Morphotype M6 (%)				xxx		
Morphotype M7 (%)						x

RI, redness index; T, annual temperature; P, rainfall; ETP, evapotranspiration; Ex, water excess; Df, water deficit; ETR, real evapotranspiration; W, water content; CS, coarse sand; LFS, light fine sand; S, silt; C, clay; SS, soil solution; EC, electric conductivity.

Data transformed: <sup>1</sup>Opposite variable; <sup>2</sup>\*arcsen[√(variable/100)]; <sup>3</sup>√variable; <sup>4</sup>ln(variable+1).

Factorial analysis. Extraction method, principal components; Rotation method, Varimax with Kaiser.

Factor loadings. x, ≥0.6-<0.7; xx, ≥0.7-<0.8; xxx, ≥0.8-<0.9; xxxx, ≥0.9-1

## Conclusion

In the Mediterranean soils studied, the quartz grains of the light fine sand have been classified in 13 morphotypes and 6 submorphotypes with genetic sense. Among others, morphotypes composed by quartz grains that only show surface mechanical marks, morphotypes with grains with surface weathering marks or morphotypes with quartz grains showing traits of neof ormation, have been recognized. Morphotypes with neof ormation traits (M7) have been distinguished from other that are without them (M2 y M6) by means factorial analysis. The existence of these morphotypes in the studied soils questions the paradigm of the quartz inalterability in Mediterranean environments, being necessary a bigger study of these problem.

## Acknowledgements

This study was supported by the Spanish Ministry of Science and Innovation project no CGL2009–10671 "Revisión del Paradigma de la Inalterabilidad del Cuarzo en Suelos Mediterráneos".

## References

- Delgado R, Párraga J, Huertas F, Linares J (1990) Genèse d'un sol fersialitique de la Formation Alhambra (Granada, Espagne). *Science du Sol* **28**, 53-70.
- Delgado R, Martín-García JM, Oyonarte C, Delgado G (2003) Genesis of the *terrae rossae* of the Sierra Gádor. *European Journal of Soil Science* **54**, 1-16.
- Márquez R, Martín-García JM, Delgado G, Pérez-Lomas AL, Delgado R (2009) SEM-IA of morphotypes of Quartz grains in Mediterranean soils. XXIV Congress of the Spanish Microscopy Society and XLIV Annual Meeting of the Portuguese Microscopy.
- Márquez R (2010) Génesis del mineral cuarzo en suelos mediterráneos. Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- Martín-García JM (1994) La génesis de Suelos Rojos en el macizo de Sierra Nevada. Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- Martin-García JM, Aranda V, Gámiz E, Bech J, Delgado R (2004) Are Mediterranean mountains Entisols weakly developed? The case of Orthents from Sierra Nevada (Southern Spain). *Geoderma* **118**, 115-131.
- National Institutes of Health (2008) Image J Image Processing and Análisis in Java. <http://rsb.info.nih.gov/ij/> Accessed on July 3, 2008.
- Soil Survey Staff (2006) Keys to soil taxonomy, 10th ed. Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture, Washington, DC.
- White AF, Blum AE, Schulz MS, Bullen TD, Harden JW, Peterson ML (1996) Chemical weathering of a soil chronosequence on granitic alluvium 1. Reaction rates based on changes in soil mineralogy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 2533-2550.

## Cuarzo de origen eólico en suelos mediterráneos

MÁRQUEZ CRESPO, R.<sup>1</sup>, MARTÍN-GARCÍA, J.M.<sup>2</sup>, DELGADO CALVO-FLORES, G.<sup>2</sup>, PÁRRAGA MARTÍNEZ, J.<sup>2</sup>, DELGADO CALVO-FLORES R.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro de Instrumentación Científica (Facultad de Farmacia). Universidad de Granada.

<sup>2</sup>Departamento de Edafología y Química Agrícola (Facultad de Farmacia). Universidad de Granada.

El eolismo es un proceso reconocido en los suelos, que puede llegar a aportar hasta el 50% del total de la tierra fina en ambientes mediterráneos. El tamaño, morfología y textura superficial, de granos de cuarzo de las fracciones finas del suelo, han sido clásicamente utilizados como indicadores de aportes eólicos. Para estudiar este proceso en suelos mediterráneos, se ha realizado un análisis morfoscópico, mediante microscopía electrónica de barrido (SEM), de granos de cuarzo procedentes de la fracción arena fina ligera (50–250  $\mu\text{m}$ ;  $\rho < 2,83 \text{ g/cm}^3$ ) de los horizontes de cinco suelos de la provincia de Granada: Calcisol de Sierra Elvira (P1), Umbrisol de Sierra Nevada (P2), Luvisol de Sierra Nevada (SR2), Luvisol del Llano de la Perdiz (P3) y Fluvisol de la Vega de Granada (P4). También se ha estudiado el cuarzo del polvo mineral acumulado en la nieve de las cumbres de Sierra Nevada tras una tormenta. Los resultados ponen de manifiesto la presencia, en estos materiales, de granos de cuarzo característicos del eolismo (“morfotipo eólico”), que se encuentran en el suelo por procesos de herencia. Tienen las siguientes características morfoscópicas: granos mono y policristalinos alotriomorfos, con superficies de meteorización, formas equidimensionales, subredondeados-redondeados y con un tamaño medio de 93,78  $\mu\text{m}$  (n= 75, d.s.= 32,41); presentan superficies con abundantes marcas mecánicas de choque (orificios, formas en V), sobre las que han podido progresar marcas de disolución (*etch-pits*), y microabrasiones que les confieren el aspecto rugoso conocido como “piel de naranja”. Esta última característica es exclusiva de partículas eólicas. El morfotipo eólico del cuarzo es más abundante en perfiles de montaña (P1 y P2), donde se favorecen estos depósitos. En SR2 y P3, suelos de montaña pero de mayor evolución, este morfotipo es muy escaso, ya que se han podido enmascarar sus rasgos. El aporte continuo de materiales en P4 diluye su presencia, reconociéndose sólo en el horizonte superficial, en bajas proporciones. La presencia de este morfotipo eólico en horizontes intermedios y profundos de los perfiles P1 y P2 puede deberse a procesos de reptación y coluvionamiento, coherentes con la dinámica geomorfológica de la zona.





## **IS ALTERED THE QUARTZ MINERAL IN MOLLISOLS AND INCEPTISOLS FROM THE PROVINCE OF GRANADA, SPAIN?**

**Márquez Crespo, R.<sup>1</sup>, Martín-García, J.M.<sup>2</sup>, Delgado Calvo-Flores, G.<sup>2</sup>, Bech, J.<sup>3</sup> and Delgado Calvo-Flores, R.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Centro de Instrumentación Científica, Universidad de Granada, Granada, Spain, Email [semfarma@ugr.es](mailto:semfarma@ugr.es)*

<sup>2</sup>*Facultad de Farmacia, Universidad de Granada, Granada, Spain, Email [jmmartingarcia@ugr.es](mailto:jmmartingarcia@ugr.es), [gdelgado@ugr.es](mailto:gdelgado@ugr.es), [rdelgado@ugr.es](mailto:rdelgado@ugr.es)*

<sup>3</sup>*Facultad de Biología, Universidad de Barcelona, Barcelona, Spain, Email [jbech@ub.edu](mailto:jbech@ub.edu)*

### **Abstract**

Alteration of quartz in soils has been proposed in climates of high P and T such as the humid tropical climates. However, Martin-Garcia et al. (2004) showed syngenetic alteration (etch-pits, corrosion gulfs and intergranular matter loss) in quartz of Entisols from southern Spain. Our goal is to provide new data on this topic by using transmission electron microscopy (TEM-SAED pattern), and X-ray microanalysis (EDX). The selected soils are Mollisol (P1), Fine, Carbonatic, Calcaric, Thermic, Typic Calcixeroll, Ah-Bw-C, on limestone colluvium, pH 8 and Inceptisol (P2), Loamy-skeletal over sandy-skeletal, Micaceous, Acid, Frigid, Xeric Humicriep with dystic features, Ah-C, on metamorphic colluvium, pH: 5-6. The quartz mineral of light fine sand (<2.89 g/cm<sup>3</sup>) is inherited from the original materials and shows idiomorphic morphology in P1. SAED patterns show spacings that are typical of the quartz lattice and EDX compositions with only Si and O. In P2, quartz grains with etch-pits and corrosion gulfs show diffuse SAED pattern, with few points and some bands like rings, corresponding to structural configurations that are altered in the soil. The elemental composition shows other elements than Si and O, but in minor quantities (Al, K, S, Fe, Mg, P). The quartz mineral alteration is dependent on the soil and occurs in Inceptisols but not in Mollisols. A door is opened to new researchs.

**Key words:** quartz, soil weathering, light fine sand, SEM, TEM, SAED pattern, EDX.

### **Introduction**

Quartz is a major mineral in soils of Mediterranean climate. Traditionally, it has been considered to have a high stability against chemical alteration in the soil environment, where it has been used as invariant mineral in quantitative studies of

material balances (Martín-García, 1994, White & al., 1996). Alteration of quartz in soils has been proposed for moist tropical climates (Krinsley & Doornkamp, 1973; Fritsch, 1988; Pye & Mazullo, 1994; Marcelino & Stoops, 1996; Marcelino & al., 1999), where quartz grains show abundant dissolution figures (etch-pits) on its surfaces. But the quartz alteration in the soil depends also on the time, recognizing solutions in temperate climates when the weathering is prolonged (White, 1981; Howard & al., 1995).

Martín-García et al. (2004) showed, using scanning electron microscopy images, signs of chemical weathering (etch-pit fields, gulfs of corrosion and intergranular material loss) in quartz grains directly inherited from the rock by pedogenesis, in Entisols in Sierra Nevada (southern Spain). These are young soils developed under Mediterranean mountain climate, where traditionally it was thought that the alteration processes were mainly physical weathering. These results question the need of an aggressive and prolonged weather for the quartz dissolution in the soil.

The aim of this study was to provide new data about the states of superficial weathering of quartz mineral in the light fine sand in Mediterranean soils from Granada (Spain). For this we have conducted a study using scanning electron microscopy (SEM), transmission electron microscopy (TEM) in SAED pattern mode and energy dispersive X-ray spectroscopy (EDX).

## **Material and Methods**

Two soils, representative and important to regional level, have been selected from the landscape of Granada (SE Spain): Mollisol from Sierra Elvira (P1) and Inceptisol from Sierra Nevada (P2). They are very different in terms of age, parent rocks, pedogenic environment or type of profile, among other features.

The soil macromorphological features were described according to FAO (2006), Soil Survey Staff (2006) and Munsell color code (1990). The main physical, chemical and physicochemical properties of the horizons of soil profiles were analyzed using the *Métodos Oficiales de Análisis del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación* (1994). The fine sand fraction (50-250 microns), was previously extracted by wet sieving in the granulometric analysis. Then, it was separated with a densimetric method, by flotation in bromoform ( $\rho = 2.83 \text{ g/cm}^3$ ), to get the light fine sand fraction and to concentrate the quartz mineral on it ( $\rho = 2.65 \text{ g/cm}^3$ ). The semi-quantitative mineralogical composition (XRD) of the light fine sand fraction was determined with a Philips PW 1730 (Cu-Ka radiation, 35 kV, 15 mA, scanning speed of  $2^\circ 2\theta/\text{min.}$ , paper

speed of 1 inch/min. and 2s time constant) by the reflective power method (Schultz, 1964; Delgado et al., 1982).

The study by electron microscopy and microanalysis was performed on selected horizons: Ah in P1 and Ah1 in P2. The scanning electron microscope was a Hitachi SEM S-501 (acceleration voltage 25 kV, secondary electron images) with an EDX coupled Röntec, 288, M-Series, Edwin. The transmission electron microscope was a TEM-STEM Philips CM20 (200 kV accelerating voltage) equipped with an EDX Genesis. Variations in the crystal structure and composition, between inner and outer areas of the quartz grains, were identified by electron diffraction patterns of selected areas (SAED pattern) and microanalysis.

### Results and Discussion

The general characteristics of the two soil profiles studied (Table 1) and the analytic properties and mineralogy of light fine sand from selected horizons (Table 2) show the different nature between the two soils. One example is the pH: about 8 in Ah–P1 and about 6 in Ah1–P2.

**Table 1.-** General information on the site and the soils sampled

	<b>P1</b>	<b>P2</b>
<b>Classification</b>	Fine, Carbonatic, Calcaric, Thermic, Typic Calcixeroll	Loamy–skeletal over sandy–skeletal, Micaceous, Acid, Frigid, Xeric Humicriep with distric characteristics
<b>Horizon sequence</b>	O, Ah, Bw, Bck, 2CBk, 2Ck1, 2Ck2, 3Ck	O (discontinuous), Ah1, Ah2, Ah3, AC, C
<b>Physiographic position</b>	Convex slope	Slightly convex slope
<b>Topography</b>	Mountainous/hilly	Mountainous
<b>Parent material</b>	Colluvial deposits of loamy materials, limestone coarse fragments and soils and marls in situ	Slope deposits from graphitic mica-schists and quartzites
<b>Slope (%)</b>	37	49
<b>Vegetation</b>	Chaparral vegetation of low height	Broom bush degraded and replaced in part by Lastonar
<b>Elevation (m)</b>	760	2420
<b>Moisture regime</b>	Xeric	Xeric
<b>Temperature regime</b>	Thermic	Frigid

The quartz mineral is well represented in the light fine sand of both profiles and it is largely inherited from original materials. In Ah–P1 has a 15% due to the nature of carbonate bedrock, relatively poor in this mineral phase. Similar proportions have been recognized in the insoluble residue of carbonate materials from this profile (data not shown), as evidence of inheritance. The autochthonous nature (heredity) of quartz in soils developed on carbonate materials, has been recognized by Delgado & al. (2003) in *terrae rossae* materials representative from southern Spain. The highest quartz content

of Ah1–P2 (near 60%) is due to the greater proportion of that mineral in the original materials of that soil.

**Tabla 2.-** Analytical characteristics of the fine earth of the selected horizons. Mineralogical composition (XRD) of light fine sand.

Soil	Horizon	Depth (cm)	Texture (%)				L.F.S (%) <sup>a</sup>	OC (%)	pH	CEC cmol(+)kg <sup>-1</sup>	Base sat. (%)	Free forms (%) <sup>b</sup>			
			Gravel	Sand	Silt	Clay						Fe	Al	Si	Total
P1	Ah	2-15	24,0	29,4	33,8	36,8	98,0	2,98	7,7	28,2	100	0,83	0,21	0,23	1,27
P2	Ah1	1-4	76,0	57,2	26,6	16,2	91,4	6,49	6,4	33,1	48,6	1,61	0,30	0,06	1,96

Soil	Horizon	Mineralogy (%)										
		Qz	FdK	Plag	Amph	Phyll <sup>c</sup>	Chlor	Gt	Hm	Cal	Dol	
P1	Ah	15	1	1	0	19	<1	1	1	32	30	
P2	Ah1	59	1	4	0	32	2	1	1	0	0	

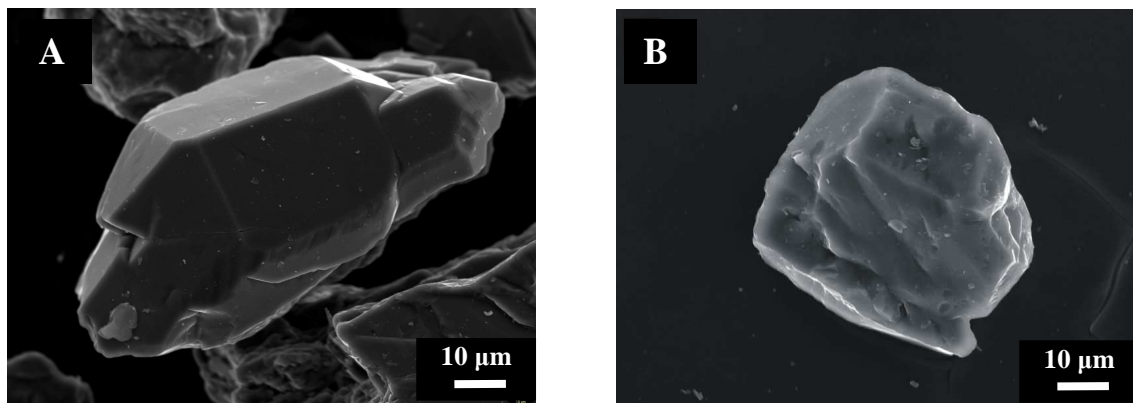
Abbreviations: L.F.S.=light fine sand; OC=organic carbon; CEC=cation Exchange capacity; Base sat.=base saturation; Qz=quartz; Fdk=K=felspar; Plag=plagioclase; Amph=amphibole; Chlo=chlorite; Gt=goethite; Hm=haematite; Cal=calcite; Dol=dolomite

<sup>a</sup>Porcentaje respecto al total de arena fina.

<sup>b</sup>Porcentajes como óxidos

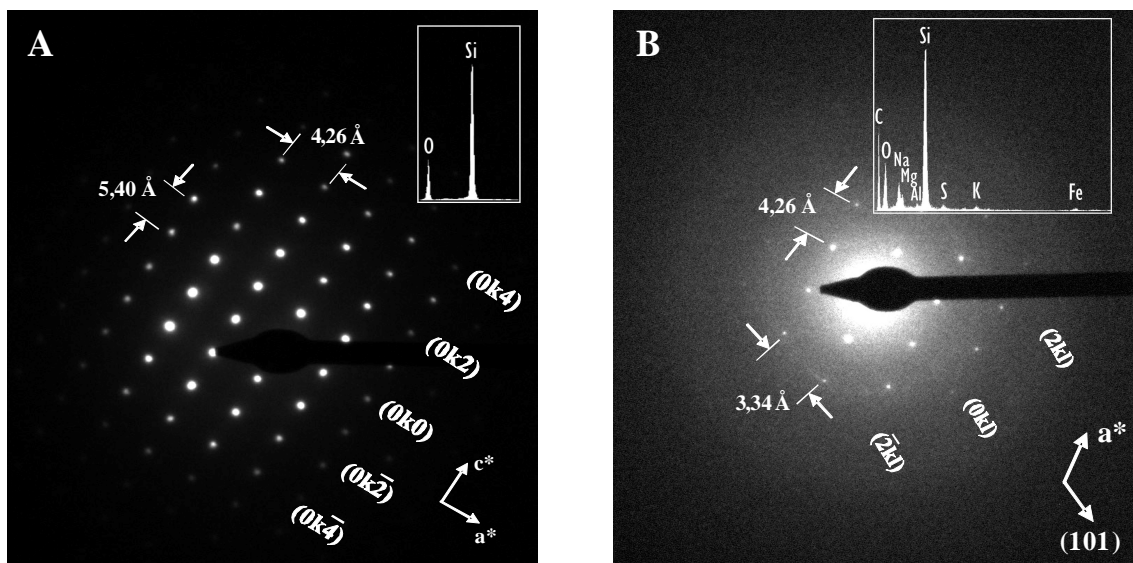
<sup>c</sup>Smectite, kaolinite, illite, paragonite e interstratified minerals.

The SEM morphoscopic description of the quartz grains has been carried out by a heuristic method. Different morphological, crystallographic, mineralogical and weathering features of this mineral, have been taking into account. Thus, we have established groups of quartz grains with same or similar characters and, therefore, with an equivalent genesis. The quartz grains representative of the Ah horizon of P1 (Figure 1A) are crystals with hexagonal sections that are similar to the perpendicular sections to *c*-axis on idiomorphic crystals. For their part, the most characteristic quartz grains of Ah1 horizon of P2, show cracks, irregular contours and surface features like corrosion gulfs (Figure 1B).



**Figure 1.-** SEM images of the quartz grains. A: quartz grain representative of the Ah horizon of P1; B: quartz grain representative of the Ah1 horizon of P2

The SAED pattern of idiomorphic quartz grains of Ah-P1, shows the typical lattice spacing of the quartz mineral. EDX spectra show only Si and O (Figure 2A). Differently, the quartz grains of Ah1-P2 show SAED pattern with structural configurations of the quartz mineral somewhat distorted, with few fuzzy spots, and sometimes with bands like rings. In the EDX analysis appear other elements other than Si and O, on a smaller scale (Al, K, S, Fe, Mg, P), mainly in the areas closest to the edge of the grains (Figure 2B).



**Figura 2.-** SAED pattern of the quartz grains. A: typical lattice spacing and EDX spectra of the idiomorphic quartz grains of Ah-P1; B: typical lattice spacing and EDX spectra of the weathered quartz grains of Ah-P1

## Conclusion

The alteration of quartz mineral in the light fine sand seems to depend on the type of soil. In Inceptisols all results would indicate alteration processes. In Mollisols the results indicate that the alteration is not active. A door opens to new research.

## References

- Delgado, R., E., Barahona, F., Huertas and J. Linares. (1982).** Los Mollisoles de la cuenca alta del río Dilar (Sierra Nevada). *An. Edaf. Agro.*, 41: 59-82.
- Delgado, R., J.M. Martin-Garcia, C. Oyonarte, and G. Delgado. (2003).** Genesis of the terrae rossae of the Sierra Gador (Andalusia, Spain). *Eur. J. Soil Sci.*, 54: 1-16.
- FAO. (2006).** World reference base for soil resources.

**Fritsch, E. (1988).** Morphologie des quartz d'une couverture ferrallitique dégradée par hydromorphie. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, XXIV: 3-15.

**Howard, J.L., D.F. Amos, and W.L. Daniels. (1995).** Micromorphology and dissolution of quartz sand in some exceptionally ancient soils. *Sed. Geol.*, 105: 51-62.

**Krinsley D.H. and J.C. Doornkamp. (1973).** Atlas of Quartz sand surface textures.

**Marcelino, V., G. Mussche, and G. Stoops. (1999).** Surface morphology of quartz grains from tropical soils and its significance for assessing soil weathering. *Eur. J. Soil Sci*, 50: 1-8.

**Martín-García, J.M. (1994).** La génesis de Suelos Rojos en el Macizo de Sierra Nevada. PhD Thesis. Universidad de Granada, Spain.

**Martin-Garcia, J.M., V., Aranda, E., Gamiz, J. Bech, and R. Delgado, (2004).** Are Mediterranean mountains Entisols weakly developed? The case of Orthents from Sierra Nevada (Southern Spain). *Geoderma*, 118: 115-131.

**Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación. (1994).** Métodos Oficiales de Análisis.

**Munsell Color. (1990).** Munsell soil color charts. Baltimore MD.

**Pye, K. and M.J. Mazullo. (1994).** Effects of tropical weathering on quartz grain shape: an example from Northeastern Australia. *J. Sed. Res.*, A64: 500-507.

**Schultz, L.G. (1964).** Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray an chemical data for the Pierre Shale. US Geol. Surv. Prof. Pap. 391 C.

**Soil Survey Staff. (2006).** Soil Survey Manual.

**White, K. L. (1981).** Sand grain micromorphology and soil age. *S. Scien. Soc. Am. Jour.*, 45: 975-978.

**White, A. F., A.E., Blum, M.S., Schulz, T.D., Bullen, J.W. Harden and M.L., Peterson. (1996).** Chemical weathering rates of a soil chronosequence on granitic alluvion: I. Quantification of mineralogical and surface area changes and calculation of primary silicate reaction rates. *Geo. et Cosmo. Acta*, 60: 2533-2550.

**PARTE V**  
**DISCUSIÓN FINAL Y**  
**CONCLUSIONES**





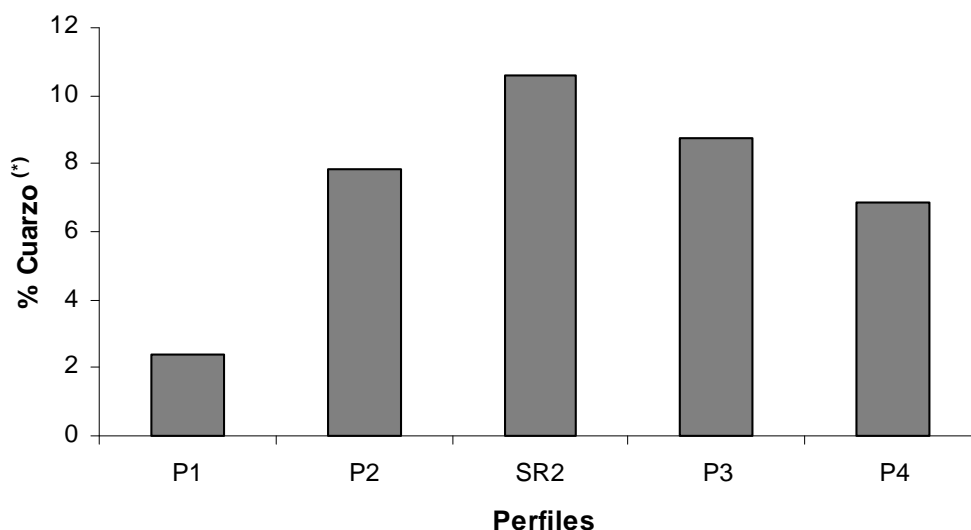
## **V.1.- DISCUSIÓN FINAL**



Con el desarrollo del trabajo de Investigación que ha dado lugar a la elaboración de esta Tesis Doctoral se ha puesto de manifiesto que el cuarzo es uno de los principales componentes minerales de los suelos mediterráneos seleccionados en la provincia de Granada, estableciéndose varias vías genéticas para el mismo. La abundancia del mineral cuarzo en dichos suelos depende, en gran medida, de sus factores de formación (medio físico característico de los suelos) y de las tipologías de los mismos; ambos los hacen diferentes entre sí. Dentro de cada perfil y horizonte, la abundancia de este mineral también depende de las distintas fracciones granulométricas.

Primer factor determinante en la proporción de cuarzo en los suelos analizados es la naturaleza de los materiales originales sobre los que se han desarrollado, ya que este mineral muestra un origen principalmente heredado en el medio edáfico (Delgado *et al.*, 2003; Martín-García *et al.*, 2004; Muhs, Budahn y Skipp, 2010; Mella y Mermut, 2010).

Los perfiles de suelo con concentraciones de cuarzo más elevadas son los que proceden directamente de rocas metamórficas de Sierra Nevada (perfiles P2 y SR2) y los desarrollados sobre materiales aluviales y fluviales también procedentes, en última instancia, de Sierra Nevada (perfiles P3 y P4) (Figura V.1).



**Figura V.1.-** Valor medio del porcentaje de cuarzo en los perfiles seleccionados.  
(\*) Normalizado a % de tierra fina

Las rocas metamórficas de Sierra Nevada están englobadas dentro de la Unidad de las Yeguas del Manto del Veleta. Pertenecen a las facies de esquistos verdes (de presión intermedia) y están constituidas por cuarcitas feldespáticas y

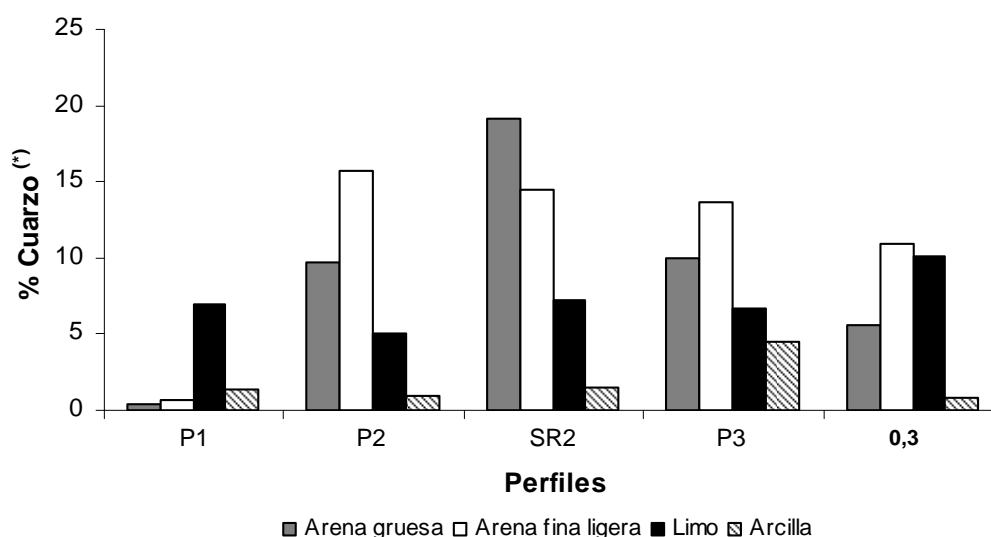
micaesquistos feldespáticos, micaesquistos grafitosos, venas y filones de cuarzo de segregación y algunos núcleos aislados y dispersos de anfibolitas, todas ellas con un importante contenido en cuarzo (Díaz de Federico *et al.*, 1980; Delgado *et al.*, 1988; Martín-García, 1994). Los materiales aluviales sobre los que se ha desarrollado el perfil P3 son sedimentos de la Formación Alhambra que conforman un sistema de abanicos desarrollados en la base de los antiguos relieves de Sierra Nevada y Sierra Arana (Martín, 2000). Por su parte, los materiales originales del perfil P4 constituyen el relleno cuaternario de la Cuenca de Granada, siendo sedimentos fluviales procedentes de la actividad reciente del río Genil.

El perfil P1, desarrollado sobre materiales carbonatados de Sierra Elvira, es el que más bajas proporciones de cuarzo presenta (Figura V.1). En este caso, el mineral procede, principalmente, del residuo insoluble de los afloramientos rocosos, fragmentos en superficie y gravas, de naturaleza carbonatada, presentes en el perfil.

Otros factores que también influyen en la mayor o menor abundancia de esta fase mineral en los suelos son el grado de evolución edáfica (tipología edáfica) o su presencia en las distintas fracciones granulométricas de la tierra fina.

De los suelos estudiados, los que muestran mayor desarrollo edáfico son SR2 (*Inceptic Haploxeralf* con propiedades últicas) y P3 (*Typic Haploxeralf*). Ambos tienen una horizonación con diversos horizontes genéticos formados por procesos edafogénicos como: alteración, acumulación de arcillas iluviadas o acumulación de carbonato cálcico translocado (ver sección III.1 de esta Memoria). En el material de estos suelos, en el que deben permanecer los minerales relativamente más resistentes (tal, el cuarzo), se reconocen los mayores porcentajes de cuarzo en su composición mineralógica (Figura V.1). Por el contrario, el resto de los suelos seleccionados muestran una menor evolución edáfica (P1: *Typic Calcixeroll*; P2: *Oxyaquic Humicryept* con características dístricas u *Oxyaquic Humixerept* con características dístricas; P4: *Fluventic Haploxeroll*), con menor número de horizontes genéticos y evidentes discontinuidades litológicas. En ellos, el porcentaje de cuarzo, mínimo para el perfil P1, disminuye con respecto a los suelos de mayor desarrollo. Aun así, las proporciones de este mineral en los perfiles P2 y P4 son relativamente importantes ya que están condicionadas por la naturaleza de sus materiales originales, tal y como se ha descrito anteriormente.

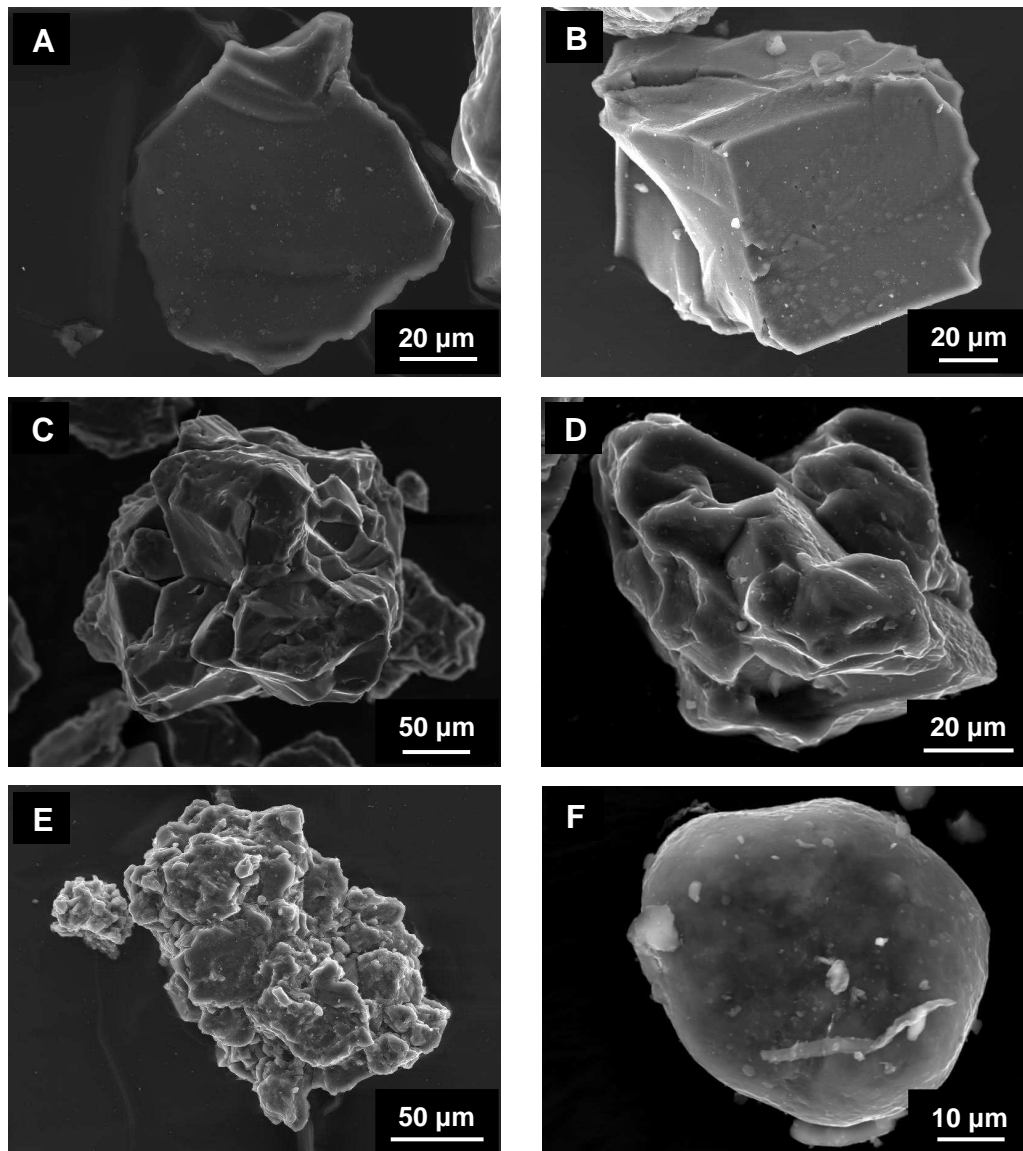
En las fracciones granulométricas arena y limo de los suelos es donde se concentra preferentemente esta fase mineral (Figura V.2). El tamaño de los granos de cuarzo en los sedimentos, y en los materiales edáficos, está controlado por la granulometría de los minerales que constituyen las rocas madre. De esta forma, en el inicio de su historia sedimentaria el cuarzo muestra un tamaño de grano englobado dentro del rango de la arena (Blatt, 1970, 1987). Tras los distintos procesos sufridos por este mineral en el medio natural (sedimentario y edáfico), y la separación densimétrica a la que se han sometido, en este trabajo, las arenas de los suelos para ser estudiadas, las mayores proporciones de cuarzo se reconocen en la fracción arena fina ligera de la mayoría de los suelos seleccionados (Figura V.2).



**Figura V.2.-** Valor medio del porcentaje de cuarzo en las distintas fracciones granulométricas de la tierra fina de los perfiles seleccionados.  
(\*) Normalizado al % de tierra fina

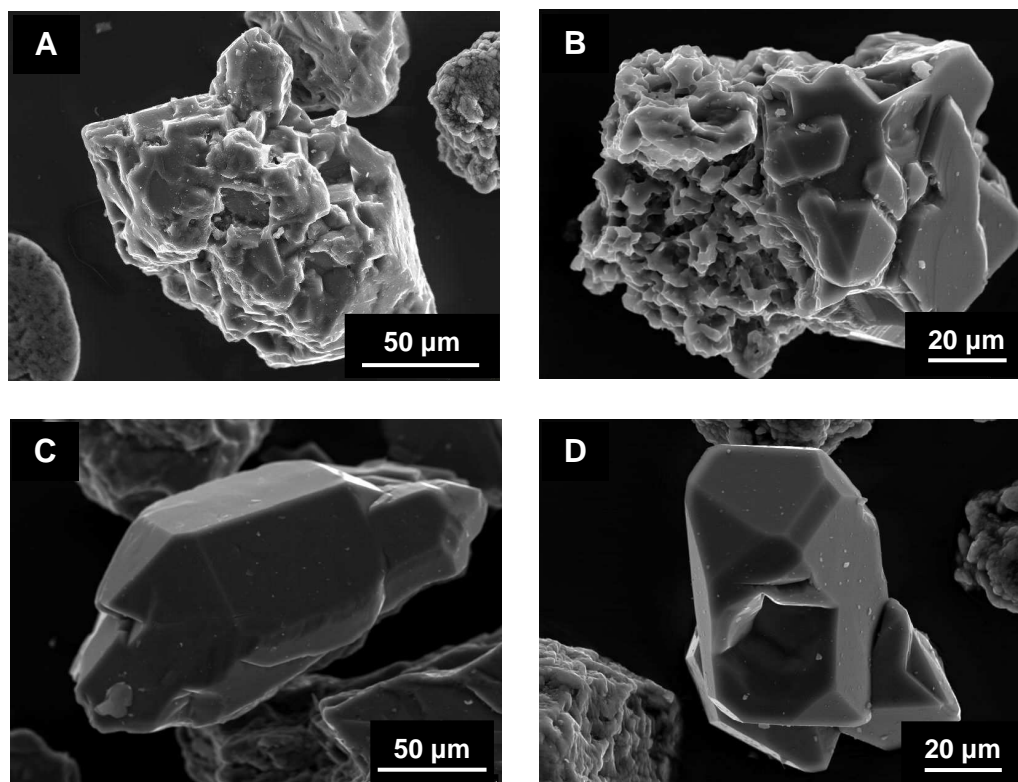
Como se ha comentado anteriormente, el cuarzo es un mineral principalmente heredado en los suelos, bien desde la roca madre, por disgregación física o liberación por disolución de la misma, o bien por aporte eólico a la superficie del suelo (Menéndez *et al.*, 2007; Mush *et al.*, 2007; Bern *et al.*, 2010). Evidencias morfológicas de esta naturaleza heredada se han puesto de manifiesto en el estudio morfosκόpic (SEM-EDX) realizado, para la elaboración de esta Memoria, a un total de 2428 granos de cuarzo (Figura V.3), empleando criterios morfológicos y mineralógicos de los mismos tales como número aparente de cristales, naturaleza cristalográfica de su superficie, forma geométrica y tamaño, grado de redondeamiento, morfología cristalina,

evidencias de porosidad, caracteres de alteración física y/o química de sus superficies y grado relativo de meteorización. En dicho estudio se han diferenciado 13 morfotipos y 6 submorfotipos de granos de cuarzo con sentido genético (ver sección III.5 de esta Memoria), la mayoría de los que muestran rasgos morfoscópicos de herencia. Así, se reconocen granos de cuarzo producto de la fragmentación de granos mayores (Figura V.3A y B), granos procedentes de la disgregación y disolución de las rocas madre (Figura V.3C, D y E) y granos con rasgos superficiales de eolismo (Figura V.3F).



**Figura V.3.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo con evidencias morfológicas de su naturaleza heredada en los suelos estudiados. **A** (horizonte BCtg, perfil P3) y **B** (horizonte 2Ck1, perfil P1): granos producto de la fracturación de granos de mayor tamaño; **C** (horizonte Ah1, perfil P2) y **D** (horizonte BCk, perfil P1): granos disgregados desde la roca madre; **E** (Residuo insoluble, perfil P1): grano procedente de la disolución de materiales carbonatados; **F** (Polvo de nieve de Sierra Nevada): grano de origen eólico.

Sin embargo, también se han reconocido cuarzos neoformados en el medio edáfico mediterráneo por precipitación *in situ* a partir de geles de sílice (Delgado *et al.*, 2003). En los suelos seleccionados en esta Tesis Doctoral, se han encontrado granos de cuarzo con recristalizaciones superficiales (Figura V.4) e incluso cristales con hábitos cristalinos similares a los de las formas ideales de este mineral (formas pseudoidiomorfas) (Figura V.4C y D).



**Figura V.4.-** Imágenes SEM de granos de cuarzo con evidencias morfológicas de su naturaleza neoformada en los suelos estudiados. **A** (horizonte 2CBk, perfil P1) y **B** (horizonte 2Ck1, perfil P1): granos con recristalizaciones superficiales; **C** (horizonte 4C2, perfil P4) y **D** (horizonte 2CBk, perfil P1): granos con hábitos pseudoidiomorfos.

Una vez incorporado al suelo, el cuarzo puede no permanecer invariante ante la actuación de los distintos procesos edafogénicos. Clásicamente, se ha considerado como un mineral inalterable químicamente en suelos, utilizándose en estudios de cálculos de balance de materia cuantitativos (Delgado *et al.*, 1990; Martín-García, 1994; White *et al.*, 1996, 2008) o, junto con los feldespatos (relación cuarzo/feldespatos), como un indicador mineralógico de alteración (Soller y Owens, 1991; Nesbitt y Markovics, 1997; Mikesell, Scaetzi y Velbel, 2004; Eberl y Smith, 2009). Sin embargo, durante el desarrollo de esta Tesis Doctoral se han obtenido diversas evidencias que ponen en duda este paradigma en los suelos mediterráneos de la provincia de Granada



seleccionados. En este sentido, el índice de cristalinidad medio (según Murata y Norman, 1976), calculado en esta Memoria para el cuarzo de los distintos materiales estudiados, muestra valores intermedios que ponen de manifiesto su carácter alterable en el medio edáfico (ver sección III.2.4 de esta Memoria).

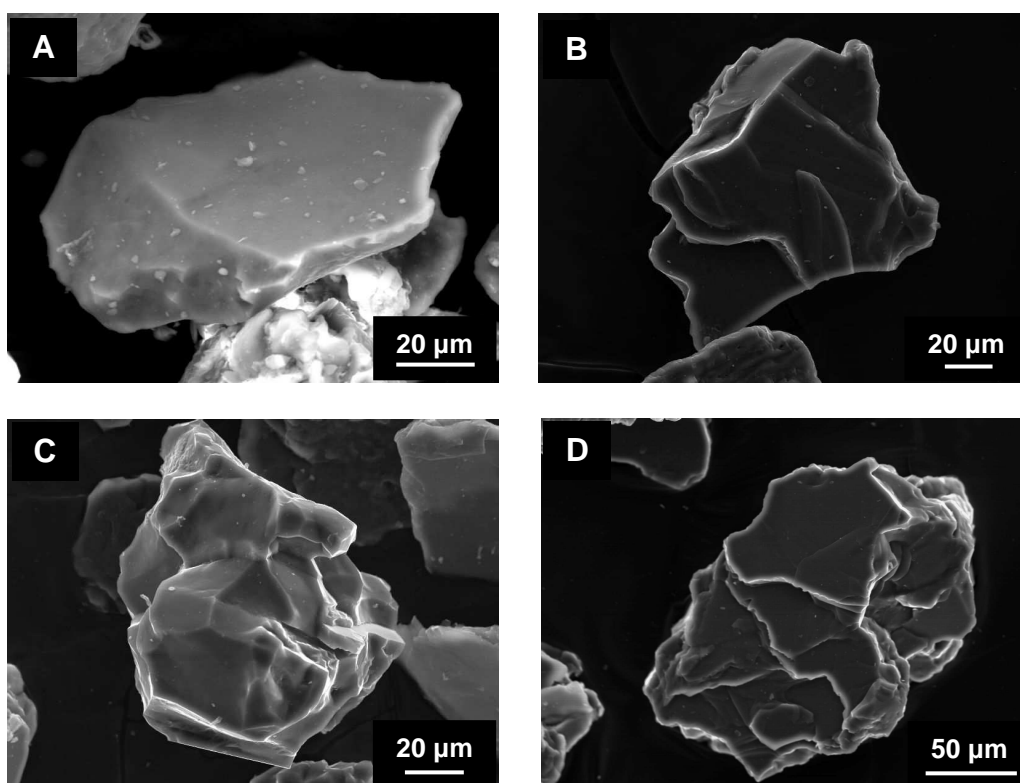
Gracias a las distintas técnicas de estudio aplicadas al cuarzo en esta Tesis Doctoral, se ha podido esclarecer algo más sobre las vías genéticas establecidas para este mineral en suelos mediterráneos, compendiadas en párrafos anteriores. En este sentido, y como ya se ha indicado, el estudio morfoscópico mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) y espectrometría de energía dispersiva de Rayos-X (EDX) (para garantizar su identificación mineral), ha permitido demostrar una pluralidad de formas de granos que relatan con elocuencia una génesis distinta, bien en el medio geológico o en el edáfico. Se han diferenciado así 13 morfotipos y 6 submorfotipos de granos de cuarzo con sentido genético (ver sección III.5 de esta Memoria). Este estudio se ha realizado siguiendo un método heurístico, teniendo en cuenta distintos caracteres morfológicos, cristalográficos, mineralógicos y de alteración superficial, ya citados.

A grandes rasgos, los granos de cuarzo se pueden agrupar en morfotipos constituidos por: a) granos minerales poco alterados, sólo con algunas marcas mecánicas en sus superficies (morfotipo 1, submorfotipo 2a, morfotipo 6 y morfotipo 8) (Figura V.5), b) granos de cuarzo con superficies más alteradas debido a procesos físicos y químicos (submorfotipo 2b, submorfotipo 2c, morfotipo 4, morfotipo 9) (Figura V.6A-D) y c) granos de cuarzo con signos de neoformación (morfotipo 3, morfotipo 5 y morfotipo 7) (Figura V.6E-H).

Para validar esta clasificación morfoscópica de los granos de cuarzo, se presentó en el *XXIV Congress of the Spanish Microscopy Society* y *XLIV Annual Meeting of the Portuguese Society for Microscopy* (Márquez *et al.*, 2009b) un trabajo preliminar de análisis de imagen en el que se consideraron distintos parámetros morfológicos del contorno y la superficie de los granos de cuarzo. Este estudio se completó con un análisis estadístico, en el que se analizaron las distribuciones e interrelaciones de las variables morfológicas de los granos de cuarzo tenidas en cuenta.

Se seleccionaron granos de cuarzo pertenecientes a morfotipos con características genéticas muy diferentes entre sí. Éstos fueron el morfotipo 2, constituido por granos de cuarzo mono o policristalinos de pocos cristales, generados principalmente por procesos físicos (de fragmentación), y el morfotipo

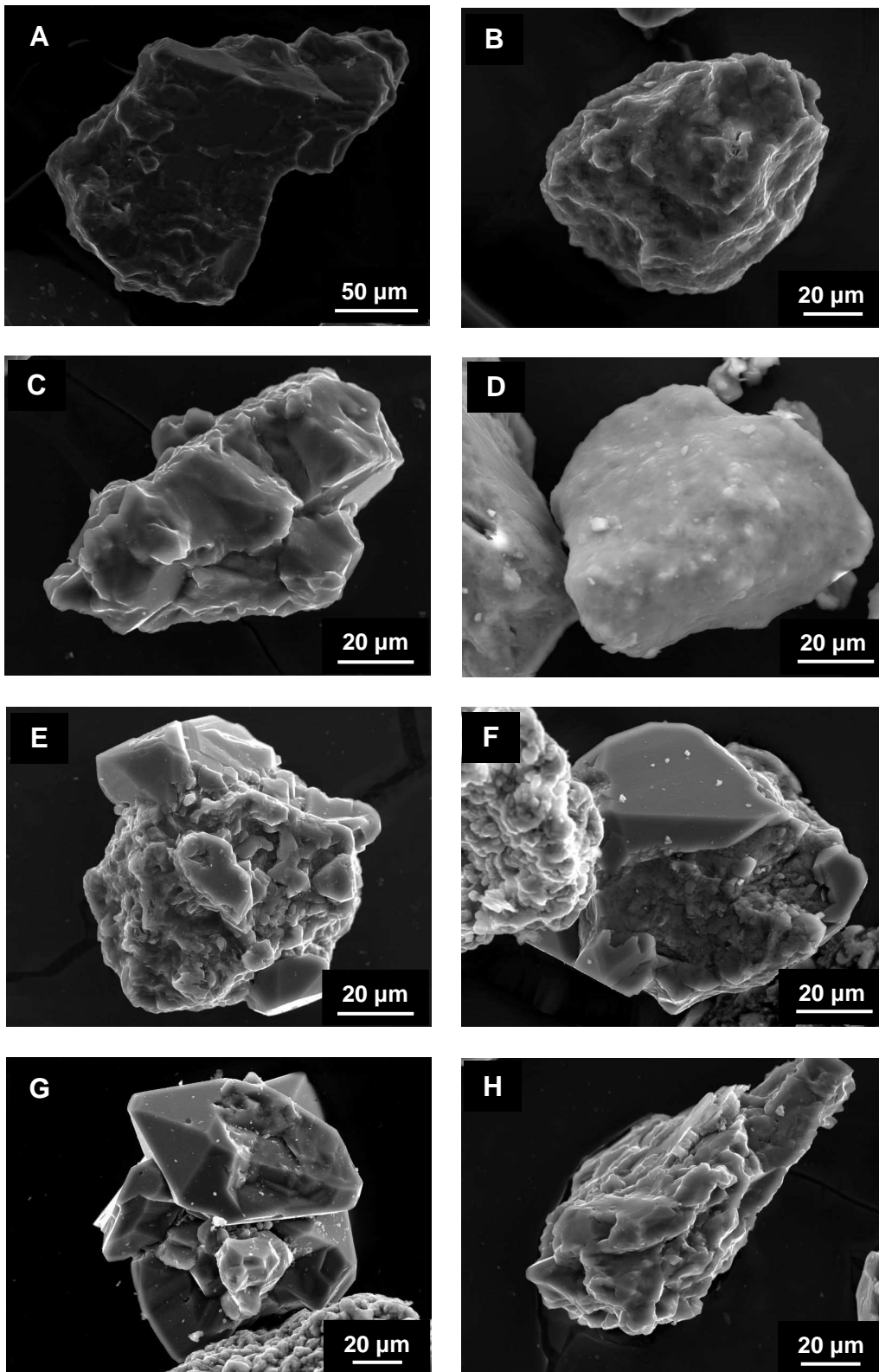
3, con granos de cuarzo policristalinos, de aspecto framboidal, originados por la precipitación mineral a partir de geles de sílice (Figura V.7). Del morfotipo 2 se eligió el submorfotipo 2a, constituido por granos minerales con muy bajo grado de alteración superficial. Del morfotipo 3 se tuvieron en cuenta los tres submorfotipos que lo caracterizan (3a, 3b y 3c), diferenciados entre sí por distintos grados de recristalización de sus zonas externas.



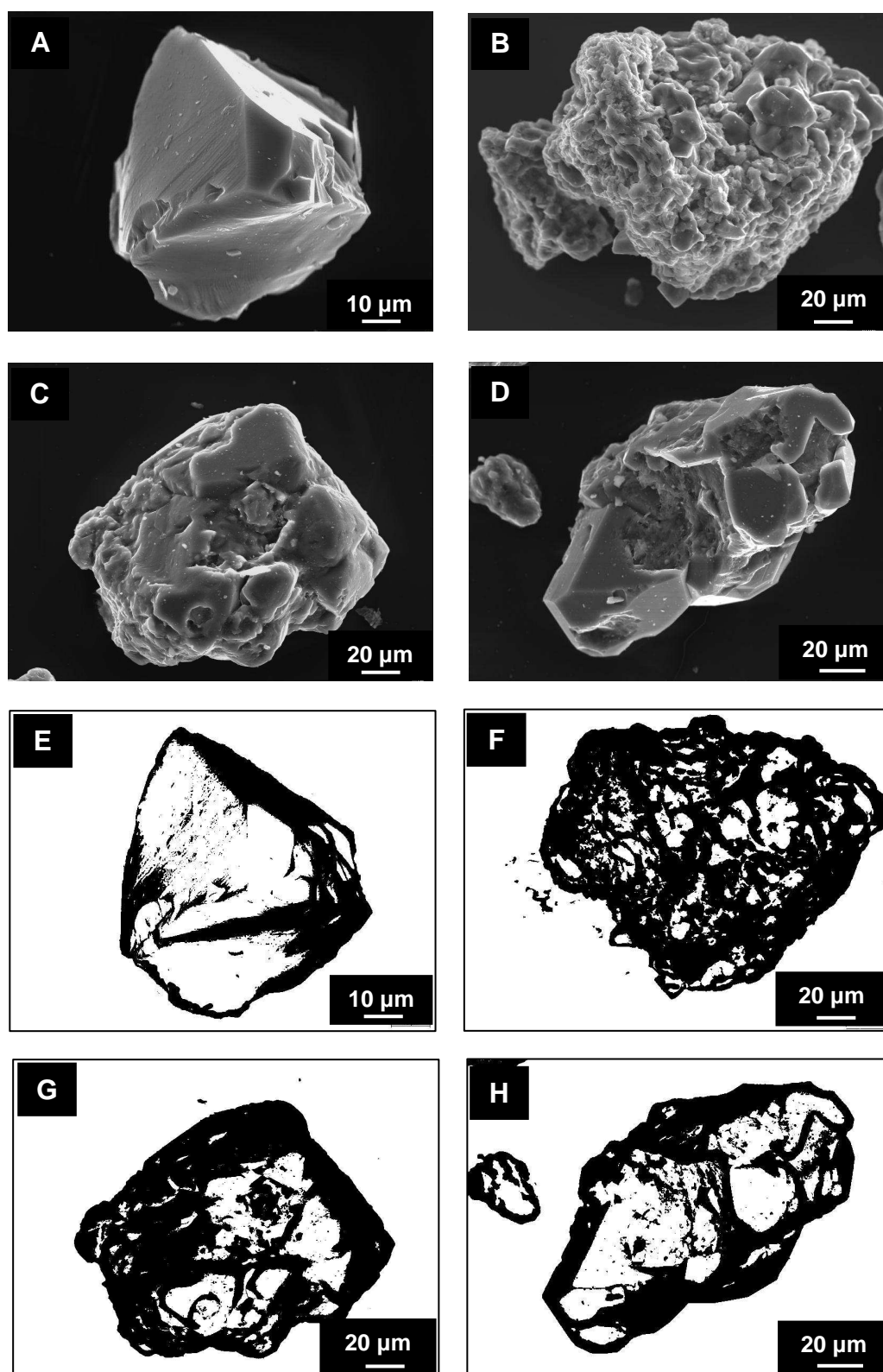
**Figura V.5.-** Imágenes SEM de los morfotipos de granos de cuarzo poco alterados. **A:** morfotipo 1, Polvo de nieve, Sierra Nevada; **B:** submorfotipo 2a, Sedimento original, perfil P4; **C:** morfotipo 6, Polvo de nieve, Sierra Nevada; **D:** morfotipo 8, horizonte Ah2, perfil P2.

Los parámetros morfológicos de contorno y de superficie de grano considerados en el análisis de imagen fueron, entre otros, área, perímetro, dimensión mayor, dimensión menor, circularidad y feret (Tabla V.1). Éstos se midieron sobre las máscaras de las imágenes SEM de los granos de cuarzo (Figura V.7E-H).

El análisis estadístico de las variables de contorno y superficie mostró, en primer lugar, una distribución normal para la mayoría de las mismas (Figura V.8).



**Figura V.6.-** Imágenes SEM de los morfotipos de granos de cuarzo muy alterados (A-D) y neoformados (E-H). **A:** submorfotipo 2b, horizonte BCTg, perfil P3; **B:** submorfotipo 2c, horizonte 3C1, perfil P4; **C:** morfotipo 4, horizonte Ap, perfil SR2; **D:** morfotipo 9, Polvo de nieve, Sierra Nevada; **E:** submorfotipo 3b, Residuo insoluble, perfil P1; **F:** submorfotipo 3c, horizonte 2Ck1, perfil P1; **G:** morfotipo 5, horizonte 2Ck1, perfil P1; **H:** morfotipo 7, horizonte BCT1, perfil SR2.



**Figura V.7-** Imágenes SEM (A-D) y máscaras tras el análisis de imagen (Image-J) (E-H) de morfotipos de granos de cuarzo con génesis distinta. **A y E** (horizonte 3C1, perfil P4): submorfofoto 2a; **B y F** (horizonte Bw, perfil P1): submorfofoto 3a; **C y G** (horizonte Bw, perfil P1): submorfofoto 3b; **D y H** (horizonte BCK, perfil P1): submorfofoto 3c.

**Tabla V.1-** Variables empleadas en el análisis de imagen.

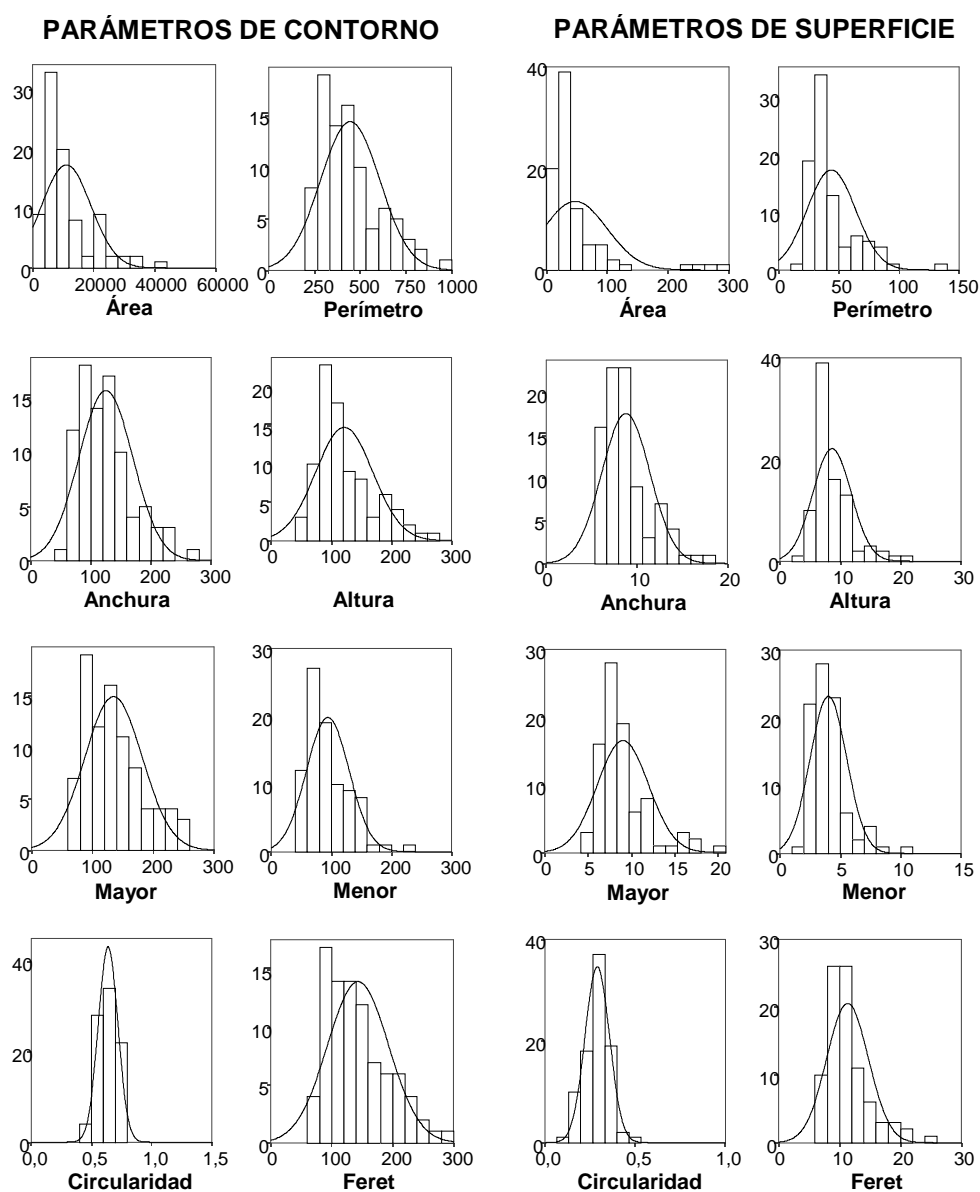
Tipo de variable	Variables	Unidad
<b>Contorno</b>	Área	$\mu\text{m}^2$
	Perímetro	$\mu\text{m}$
	Anchura	$\mu\text{m}$
	Altura	$\mu\text{m}$
	Mayor	$\mu\text{m}$
	Menor	$\mu\text{m}$
	Circularidad	-
	Feret	$\mu\text{m}$
<b>Superficie</b>	Área	$\mu\text{m}^2$
	Perímetro	$\mu\text{m}$
	Anchura	$\mu\text{m}$
	Altura	$\mu\text{m}$
	Mayor	$\mu\text{m}$
	Menor	$\mu\text{m}$
	Circularidad	-
	Feret	$\mu\text{m}$

El ajuste de estas variables en un Análisis Factorial, según el método de extracción de los Componentes Principales y el método de rotación Varimax, hizo que el sistema quedara definido por tres componentes que explicaron el 78,3% de la varianza. El componente 1 (explicando el 40,3% de la varianza del sistema) contiene los parámetros de contorno excepto circularidad; el componente 2 (explicando el 29,4% de la varianza del sistema) incluye los parámetros de superficie excepto circularidad; y el componente 3 (explicando el 8,5% de la varianza del sistema) está representado precisamente por los parámetros de circularidad (Figura V.9).

Los parámetros de contorno de los granos de cuarzo (componente 1) definen las diferencias existentes entre el submorfofoto 2a y el submorfofoto 3a (Figura V.9). Mientras que el primero está constituido por granos de cuarzo principalmente monocristalinos, y por lo tanto con pocas variaciones de su contorno, el segundo lo conforman granos de cuarzo policristalinos, constituidos por un gran número de unidades cristalinas que hacen que tengan contornos muy heterogéneos (ver sección III.5 de esta Memoria).

Los parámetros de superficie de los granos minerales (componente 2) definen las semejanzas entre los submorfofotos 3a y 3b, por un lado, y entre los submorfofotos 3c y 2a por otro (Figura V.9). En este caso, los submorfofotos 3a y 3b se caracterizan por tener menor grado de recristalización superficial, por lo que en ellos impera la existencia de unidades cristalinas independientes. Sin embargo, el submorfofoto 3c muestra un mayor grado de recristalización superficial, perdiendo así su aspecto framboidal y asemejándose más a los

granos mono o policristalinos de pocos cristales característicos del submorfotipo 2a (ver sección III.5 de esta Memoria).

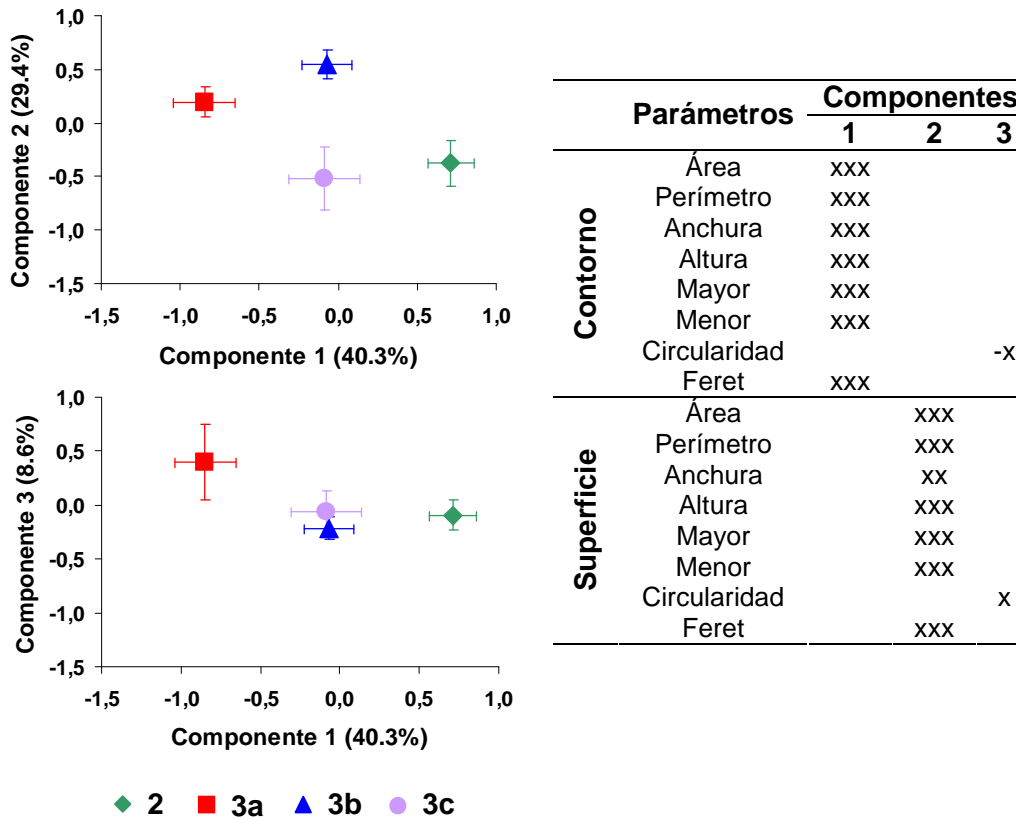


**Figura V.8.-** Histogramas que muestran una distribución normal (test de Kolmogorov-Smirnov) para la mayoría de los parámetros morfológicos medidos en el análisis de imagen de los granos de cuarzo.

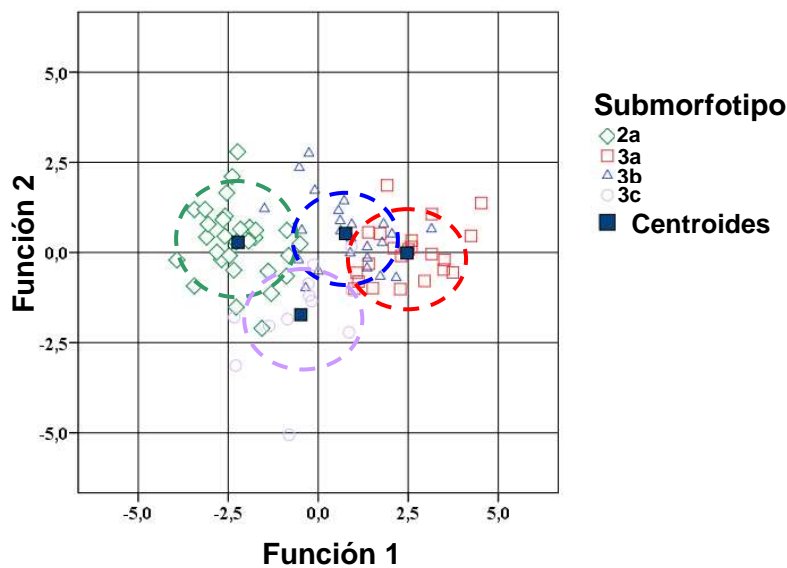
Finalmente, los parámetros de circularidad (componente 3) definen las semejanzas existentes entre los submorfotipos con mayor grado de recristalización superficial del morfotipo 3 y el submorfotipo 2a (Figura V.9).

La aplicación de un Análisis Discriminante, con el que se diferenciaron entre sí a los submorfotipos de granos de cuarzo estudiados, mostró un porcentaje de casos correctamente clasificados del 77,3% y con él quedó

demostrado que el submorfotipo 3a se asemeja más al submorfotipo 3b que al 3c y a su vez, este último, es más parecido al submorfotipo 2a (Figura V.10).



**Figura V.9.-** Análisis Factorial (método de extracción: Análisis de Componentes Principales; método de rotación: Varimax con normalización Kaiser) basado en los parámetros morfológicos de contorno y superficie de grano. Representación gráfica de la relación entre componentes y matriz de los componentes rotados. Cargas Factoriales:  $0,6 \leq x < 0,8$ ;  $0,8 \leq xx < 0,9$ ;  $0,9 \leq xxx < 1$



**Figure V.10.-** Análisis Discriminante basado en los parámetros morfológicos.

Para corroborar este Análisis Discriminante se aplicaron métodos estadísticos de comparación de medias (análisis *T-test* y análisis *Mann-Witney U test*). Gracias a ellos, quedaron puestas de manifiesto las diferencias morfológicas existentes entre los submorfotipos de granos de cuarzo seleccionados en este estudio. Concretamente, estas diferencias fueron definidas, principalmente, por los parámetros morfológicos de superficie de grano (Tabla V.2).

**Tabla V.2.-** Resultados de los análisis T-test y Mann-Witney U test (\*) basados en los parámetros morfológicos de los granos de cuarzo.

	CONTORNO			SUPERFICIE				
		3a	3b	3c		3a	3b	3c
<b>Área</b>	2a	0,004			<b>Área</b>	2a	0,005*	0,000*
	3a		0,077			3a		0,002*
	3b					3b		0,000*
<b>Perímetro</b>	2a	0,000		0,009	<b>Perímetro</b>	2a	0,002*	0,000*
	3a		0,013			3a		0,007*
	3b					3b		0,002*
<b>Anchura</b>	2a	0,000	0,010	0,008	<b>Anchura</b>	2a	0,005*	0,001*
	3a					3a		0,009*
	3b					3b		0,003*
<b>Altura</b>	2a	0,021			<b>Altura</b>	2a	0,001*	0,001*
	3a		0,090			3a		0,001*
	3b					3b		0,000*
<b>Mayor</b>	2a	0,000		0,022	<b>Mayor</b>	2a	0,000*	0,000*
	3a		0,014			3a		0,000*
	3b					3b		0,001*
<b>Menor</b>	2a	0,003		0,034	<b>Menor</b>	2a	0,032*	0,002*
	3a		0,172			3a		0,025*
	3b					3b		0,002*
<b>Circularidad</b>	2a	0,000			<b>Circularidad</b>	2a	0,002*	0,001
	3a		0,005	0,002		3a		
	3b					3b		
<b>Feret</b>	2a	0,000		0,017	<b>Feret</b>	2a	0,000*	0,000*
	3a		0,014			3a		0,002*
	3b					3b		0,001*

Significación estadística: P<0,05

Con estos resultados preliminares, que se piensa ampliar al conjunto de todos los morfotipos en publicaciones posteriores, se puso de manifiesto la validez de la clasificación morfoscópica de los granos de cuarzo realizada en esta Tesis Doctoral.

Mayores conclusiones sobre la génesis del mineral cuarzo en los suelos mediterráneos estudiados, se presentaron como avance en el *19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World* (Márquez *et al.*, 2010a), donde se realizó un análisis estadístico teniendo en cuenta un gran número de variables, tanto de los suelos como de las características



morfológicas del mineral cuarzo. En este avance se formuló la hipótesis de trabajo, que ha permitido el desarrollo de este estudio, como es que el mineral cuarzo no es totalmente estable en suelos mediterráneos, poniendo en duda el paradigma de su inalterabilidad en dichos ambientes edáficos.

Mediante el estudio morfoscópico (SEM-EDX) de granos de cuarzo de la fracción arena fina ligera de los suelos y los posteriores estudios de análisis de imagen y análisis estadístico realizados, se llegó a la conclusión de la existencia de distintos tipos de granos de cuarzo a los que se les asignó una génesis diferente, constituyendo lo que se ha conocido en esta Tesis Doctoral como morfotipos y submorfotipos de granos de cuarzo.

Desde un punto de vista más general, y teniendo en cuenta fundamentalmente caracteres de alteración y recristalización superficial de los granos minerales, éstos se clasificaron en tres grandes grupos: 1) granos de cuarzo principalmente con marcas mecánicas; 2) granos de cuarzo con marcas producto de la alteración química; y 3) granos de cuarzo con recristalizaciones superficiales. En este avance de resultados se demostraron las diferencias existentes entre granos de cuarzo con recristalizaciones superficiales (M7) y aquellos que no las muestran (SbM2a y M6), relacionando su origen con ciertas variables de los suelos, lo que permitió entender algo más la génesis de este mineral en los ambientes edáficos mediterráneos.

La relación de las variables que definen el Sistema Suelo estudiado se ha completado durante la elaboración de esta Memoria para intentar conseguir mejores (más amplias y cimentadas) conclusiones acerca de la génesis de este mineral en los suelos seleccionados. Para ello, se han filtrado y eliminado algunas variables inicialmente empleadas, que no aportaban una gran información en la exploración preliminar expuesta (Márquez et al., 2010a), y se han incorporado otras nuevas (Tabla V.3). Entre las variables eliminadas se encuentra, por ejemplo, la composición mineralógica de las fracciones arena gruesa y limo, al estar fuertemente correlacionadas entre sí y a la mineralogía de fracción arcilla. Por su parte, nuevas variables incluidas en este Sistema Suelo son los tres grandes grupos de granos de cuarzo considerados preliminarmente en el avance de Márquez *et al.* (2010a): 1) el grupo de granos de cuarzo menos alterados, que muestran principalmente marcas mecánicas en su superficie (M1, SbM2a, M6, M8); 2) el grupo de granos de cuarzo más alterados, con marcas de alteración química en sus superficies (SbM2b, SbM2c, M4, M9); y 3) el grupo de

granos de cuarzo con recristalizaciones superficiales (granos de cuarzo neoformados: M3, M5, M7) (Tabla V.3).

**Tabla V.3.-** Variables empleadas en el análisis estadístico del Sistema Suelo.

Tipo de variable	Variables	Abreviatura	Unidad
Morfológicas de los suelos	Altitud	Altitud	m
	Pendiente	Pendiente	m
	Índice de enrojecimiento, en húmedo, de la tierra fina	IR(húmedo)	-
	Índice de enrojecimiento, en seco, de la tierra fina	IR(seco)	-
Climáticas de los suelos	Temperatura	T	°C
	Precipitación	P	mm
	Evapotranspiración potencial	ETP	mm
	Exceso	Ex	mm
	Déficit	Df	mm
	Evapotranspiración real	ETR	mm
Analíticas de los suelos	Grava	Grava	%
	Arena	Arena	%
	Limo	Limo	%
	Arcilla	Arcilla	%
	Arena gruesa	Arena gruesa	%
	Arena fina	Arena fina	%
	Arena fina ligera <sup>a</sup>	Arena fina ligera	%
	Retención de humedad a 33 kPa	W33	%
	Retención de humedad a 1500 kPa	W1500	%
	Agua útil	AU	mm/cm
	Carbono orgánico	C.O.	%
	Nitrógeno total	N.	%
	Relación C/N	C/N	-
	pH medido en H <sub>2</sub> O	pH(H <sub>2</sub> O)	-
	pH medido en KCl	pH(KCl)	-
	Calcio de cambio	Ca <sup>2+</sup>	cmol(+)/kg
	Magnesio de cambio	Mg <sup>2+</sup>	cmol(+)/kg
	Bases de cambio totales	Bases totales	cmol(+)/kg
	Saturación de bases	Sat.	%
	Hierro libre (citrato-ditionito)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%
	Aluminio libre (citrato-ditionito)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%
	Silicio libre (citrato-ditionito)	SiO <sub>2</sub>	%
	Óxidos libres totales (citrato-ditionito)	Óxidos libres totales	%
Mineralógicas de los suelos (DRX)	Cuarzo en arena fina ligera <sup>a</sup>	Qz.a.f.l.	%
	Minerales de la arcilla en arena fina ligera <sup>a</sup>	Min.Arcilla.a.f.l.	%
	Clorita en arena fina ligera <sup>a</sup>	Clo.a.f.l.	%
	Goethita en arena fina ligera <sup>a</sup>	Gt.a.f.l.	%
	Hematites en arena fina ligera <sup>a</sup>	Hm.a.f.l.	%
	Cuarzo en arcilla <sup>a</sup>	Qz.a	%
	Minerales de la arcilla en arcilla <sup>a</sup>	Min.Arcilla.a.	%
	Goethita en arcilla <sup>a</sup>	Gt.a.	%
	Hematite en arcilla <sup>a</sup>	Hm.a	%
	Clorita <sup>a</sup>	Clor	%
	Interestratificados <sup>a</sup>	Int	%
	Illita <sup>a</sup>	Ill	%
	Paragonita <sup>a</sup>	Par	%
	Caolinita <sup>a</sup>	Cao	%
	Esmectita <sup>a</sup>	Esm	%
	Índice de cristalinidad medio del cuarzo en arena gruesa	IC.a.g.	-
Índice de cristalinidad medio del cuarzo en arena fina ligera	IC.a.f.l.	-	
Solución del suelo	Conductividad eléctrica	C.E.ss.	mScm <sup>-1</sup>
	pH	pH.ss.	-
	Concentración de potasio	K <sup>+</sup> .ss.	mmol/l
	Concentración de calcio	Ca <sup>2+</sup> .ss.	mmol/l
	Concentración de magnesio	Mg <sup>2+</sup> .ss.	mmol/l
	Concentración de silicio	Si <sup>4+</sup> .ss.	mmol/l
	Concentración de hierro	Fe <sup>3+</sup> .ss.	mmol/l
	Concentración de aluminio	Al <sup>3+</sup> .ss.	mmol/l
	Concentración de manganeso	Mn <sup>2+</sup> .ss.	mmol/l
	Concentración de estroncio	Sr <sup>2+</sup> .ss.	mmol/l
Concentración de bario	Ba <sup>2+</sup> .ss.	mmol/l	

<sup>a</sup>normalizado al % de tierra fina

Tabla V.3.- Continuación.

Tipo de variable	Variable	Abreviatura	Unidad
Morfológicas de los granos de cuarzo (SEM)	Morfotipo 1 <sup>a</sup>	M1	%
	Submorfotipo 2a <sup>a</sup>	SbM2a	%
	Submorfotipo 2b <sup>a</sup>	SbM2b	%
	Submorfotipo 2c <sup>a</sup>	SbM2c	%
	Submorfotipo 3a <sup>a</sup>	SbM3a	%
	Submorfotipo 3b <sup>a</sup>	SbM3b	%
	Submorfotipo 3c <sup>a</sup>	SbM3c	%
	Morfotipo 4 <sup>a</sup>	M4	%
	Morfotipo 5 <sup>a</sup>	M5	%
	Morfotipo 6 <sup>a</sup>	M6	%
	Morfotipo 7 <sup>a</sup>	M7	%
	Morfotipo 8 <sup>a</sup>	M8	%
	Morfotipo 9 <sup>a</sup>	M9	%
	Biolitos <sup>a</sup>	Bio	%
	Morfotipos menos alterados superficialmente <sup>a, b</sup>	M menos alterados	%
	Morfotipos más alterados superficialmente <sup>a, c</sup>	M más alterados	%
Morfotipos con signos de neoformación <sup>a, d</sup>	M neoformados	%	

<sup>a</sup>normalizado al % de tierra fina

<sup>b</sup> $\sum$ M1, SbM2a, M6, M8

<sup>c</sup> $\sum$ SbM2b, SbM2c, M4, M9

<sup>d</sup> $\sum$ M3, M5, M7

El análisis estadístico general (medias, desviaciones típicas, distribuciones, etc...) de todas estas variables mostró, en primer lugar, una distribución normal para la mayoría de ellas. Avanzando, y por su parte, el ajuste de un Análisis Factorial, según el método de extracción de los Componentes Principales y el método de rotación Varimax, definió este Sistema de suelos mediterráneos (incluyendo el mineral cuarzo y sus caracteres) mediante cuatro componentes que explicaron casi el 70% (68,6%) de la variación total (Tabla V.4).

El primer componente (explicando el 28,0% de la varianza del sistema) contiene principalmente las variables relacionadas con los factores formadores de los suelos (variables topográficas y climáticas) y los caracteres químicos generales de los mismos (por ejemplo, pH y cationes intercambiables). Se interpreta como un primer factor general de evolución edáfica del que se puede deducir, por el signo de las cargas factoriales de las variables, que aquellos horizontes de los suelos de cotas más bajas muestran menores pendientes y condiciones climáticas más cálidas y secas. Sus pHs, tanto del suelo como de la solución del suelo, son más básicos, limitándose así la movilidad del aluminio liberado por alteración (óxido libre de aluminio) y siendo la saturación de bases mayor. Tienen texturas finas, con proporciones bajas de grava y arena gruesa, que favorecen un mayor contenido en bases de cambio (Tabla V.4).

En este primer componente se incluye también, con carga factorial negativa, el porcentaje de uno de los morfotipos de granos de cuarzo definidos

en esta Tesis Doctoral. Se trata del morfotipo 9 constituido por granos minerales de origen eólico, cuya presencia se ve desfavorecida en suelos de cotas bajas al estar menos afectados por los vientos que transportan partículas en suspensión, o al menos dichos granos se encuentran en menores cantidades.

**Tabla V.4.-** Sistema Suelo estudiado. Análisis Factorial (extracción: Análisis de Componentes Principales; rotación: Varimax, normalización Kaiser)

Variables	Componentes				Variables	Componentes			
	1	2	3	4		1	2	3	4
Altitud	-0,926				Clor		0,817		
Pendiente	-0,607				Int		0,574		
IR(húmedo)		0,922			Ill		0,905		
IR(seco)		0,936			Par		0,516		
T	0,945				Cao		0,883		
P	-0,940				Esm			0,570	
ETP	0,945				IC.a.g.	-0,517	-0,641		
Ex	-0,898				IC.a.f.l.			-0,544	
Df	0,962				C.E.ss.	0,536			0,752
ETR	0,747				pH.ss.	0,933			
Grava	-0,648				K <sup>+</sup> .ss.				0,682
Arena	-0,507		-0,815		Ca <sup>2+</sup> .ss.				0,861
Limo		-0,555	0,607		Mg <sup>2+</sup> .ss.				0,910
Arcilla		0,462	0,609		Si <sup>4+</sup> .ss.				0,846
Arena gruesa	-0,658				Fe <sup>3+</sup> .ss.				0,662
Arena fina			-0,930		Al <sup>3+</sup> .ss.	-0,544			
Arena fina ligera			-0,928		Mn <sup>2+</sup> .ss.	-0,532			
W33			0,772		Sr <sup>2+</sup> .ss.				0,795
W1500			0,641		Ba <sup>2+</sup> .ss.				
AU			0,528		M1				0,520
C.O.				0,545	SbM2a			-0,837	
N.	-0,556				SbM2b				
C/N					SbM2c		0,530		
pH(H <sub>2</sub> O)	0,891				SbM3a			-0,577	
pH(KCl)	0,916				SbM3b				
Ca <sup>2+</sup>	0,704		0,517		SbM3c			-0,583	
Mg <sup>2+</sup>		0,683			M4				
Bases totales	0,722		0,540		M5				
Sat.	0,902				M6			-0,803	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,926			M7				0,712
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,685	0,555			M8			-0,763	
SiO <sub>2</sub>		0,769			M9	-0,521			
Óxidos libres totales		0,926			Bio			-0,537	
Qz.a.f.l.			-0,696		M menos alterados			-0,845	
Min.Arcilla.a.f.l.	-0,759		-0,561		M más alterados				
Clo.a.f.l.			-0,580		M neoformados			-0,608	0,560
Gt.a.f.l.			-0,788						
Hm.a.f.l.			-0,531						
Qz.a		0,819							
Min.Arcilla.a.		0,717							
Gt.a.		0,828							
Hm.a									

Componente 1: 28,0% de la variación total  
 Componente 2: 18,7% de la variación total  
 Componente 3: 12,6% de la variación total  
 Componente 4: 9,3% de la variación total

Total de la variación: 68,6%

El segundo componente (explicando el 18,7% de la varianza del sistema) constituye también un factor de “edafoevolución mediterránea”, más precisamente definido que el anterior. En él quedan incluidas variables específicas de meteorización (índices de enrojecimiento de la tierra fina, contenido de arcilla, formas libres, mineralogía de la fracción de arcilla, contenido de filosilicatos, etc.) y los porcentajes del submorfofoto 2c, constituido por granos de cuarzo producto de la fragmentación de granos mayores, pero afectados por una importante alteración superficial (ver sección III.5 de esta Memoria). Debido a sus características puede definirse como un factor propio de los horizontes de suelos rojos estudiados en esta Tesis Doctoral. De esta forma, los suelos con mayor índice de enrojecimiento de su tierra fina muestran mayores concentraciones de óxidos libres (principalmente de hierro libre) y una composición mineralógica dominada por minerales de la fracción arcilla y aquellas especies características de procesos de alteración y neoformación en el suelo, como caolinita y goethita (Tabla V.4). En estos suelos, con evidentes signos de evolución y alteración edáfica, están presentes granos de cuarzo con superficies redondeadas, golfos de corrosión y otras señales de alteración superficial producto de la actuación de procesos de disolución areal (submorfofoto 2c).

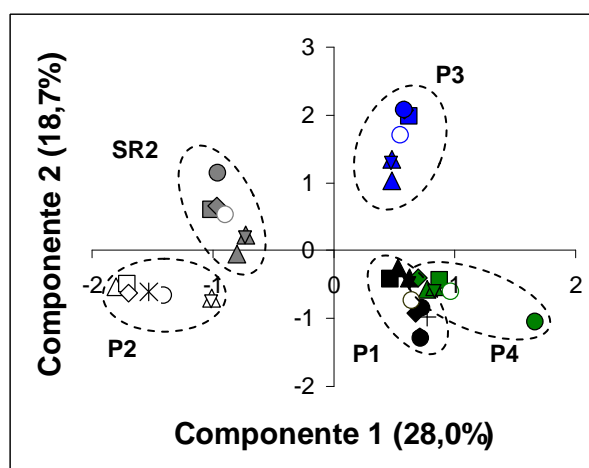
El tercer componente (explicando el 12,6% de la varianza del sistema) se define como un factor textural de los suelos y de las principales propiedades de la fracción arena fina ligera. Así, los suelos con un bajo porcentaje de arena contienen, en general, bajas proporciones de arena fina y, más concretamente, de la fracción ligera de la misma. Por esta razón, dichos materiales están representados por bajas concentraciones minerales en dicha fracción granulométrica y bajas proporciones de la mayoría de los morfotipos de granos de cuarzo definidos en la misma, dada la naturaleza principalmente heredada de este mineral en los suelos. Referidos morfotipos se caracterizan por presentar granos de cuarzo con pocos caracteres de alteración superficial. Aún así, se incluyen también dos de los submorfotipos de granos de cuarzo neoformados (3a y 3c), que a nivel de alteración superficial muestran valores muy bajos o nulos.

Continuando con el estudio del Análisis Factorial definitivo del Sistema Suelo considerado en este estudio (Tabla V.4), queda por comentar, finalmente, el cuarto componente (explicando el 9,3% de la varianza del sistema). Es principalmente un factor relacionado con las características de la solución del

suelo y aparecen en él los principales parámetros y especies químicas medidas (conductividad eléctrica, concentración de  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Si^{4+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Sr^{2+}$ ). Puede interpretarse como que los horizontes de los suelos con mayor conductividad eléctrica muestran mayores concentraciones de elementos en la solución del suelo. En estos suelos, además, es característica la presencia creciente del morfotipo 7 de granos de cuarzo, caracterizado por cierto grado de neoformación mineral, y de la agrupación de los morfotipos con signos de neoformación. Su inclusión en este componente estadístico puede estar relacionada con la actividad del medio edafocímico de los suelos estudiados.

Con todos los resultados obtenidos en el Análisis Factorial (Tabla V.4) se demuestra que el Sistema de suelos mediterráneos estudiado en esta Tesis Doctoral está definido, principalmente, por las variables climáticas y analíticas de los propios suelos (componentes 1 y 2).

La representación gráfica de los scores de las muestras de los horizontes (Figura V.11) pone en evidencia la validez y coherencia del método estadístico aplicado, pues según el componente 1 los scores de las muestras siguen el siguiente orden:  $P2 < SR2 < P1 \leq P3 < P4$ , justamente siguiendo la secuencia de altitudes de los perfiles, ya que la altitud es una variable con alta carga factorial negativa (-0,926) en este componente 1.



**P1** ▲ Ah    ★ Bw    ■ BCk    ◆ 2CBk    ● 2Ck1    ● 2Ck2    + 3Ck  
**P2** ▲ Ah1    ★ Ah2    □ Ah3    ◇ AC    ○ C  
**SR2** ▲ Ap    ★ AB    ■ Bt    ◆ BCt1    ● BCt2  
**P3** ▲ A    ★ AB    ■ Bt    ◆ Btg    ● BCtg  
**P4** ▲ Ap    ★ C    ■ 2Cg    ◆ 3C1    ● 4C2

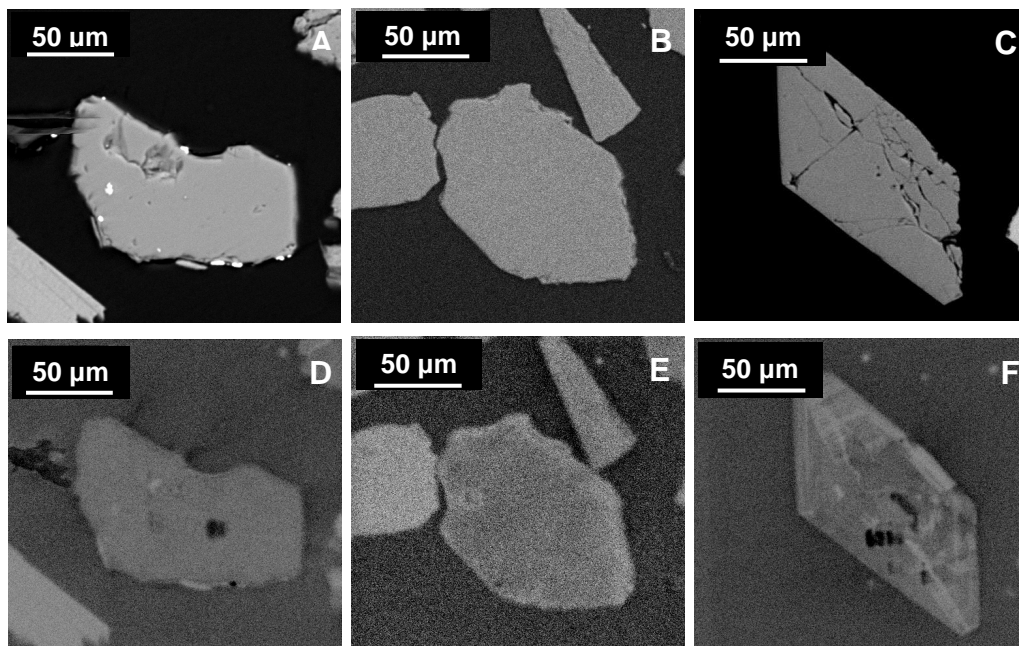
○ Media P1    × Media P2    ○ Media SR2    ○ Media P3    ○ Media P4

**Figura V.11.-** Representación gráfica de los scores de las muestras de los horizontes según los componentes 1 y 2 del Análisis Factorial del Sistema de los suelos mediterráneos estudiados.

Respecto al componente 2, las muestras de los horizontes ya no tienen un orden tan claro (Figura V.11). Aún así, se pueden establecer dos grupos que además siguen la siguiente secuencia:  $P2=P1=P4$  (con scores negativos)  $< SR2 \leq P3$  (con scores positivos). Hay que recordar que este componente 2 identificaba el proceso de enrojecimiento y de acumulación de arcillas propio de los suelos rojos (Tabla V.4); proceso destacado en los suelos SR2 y P3.

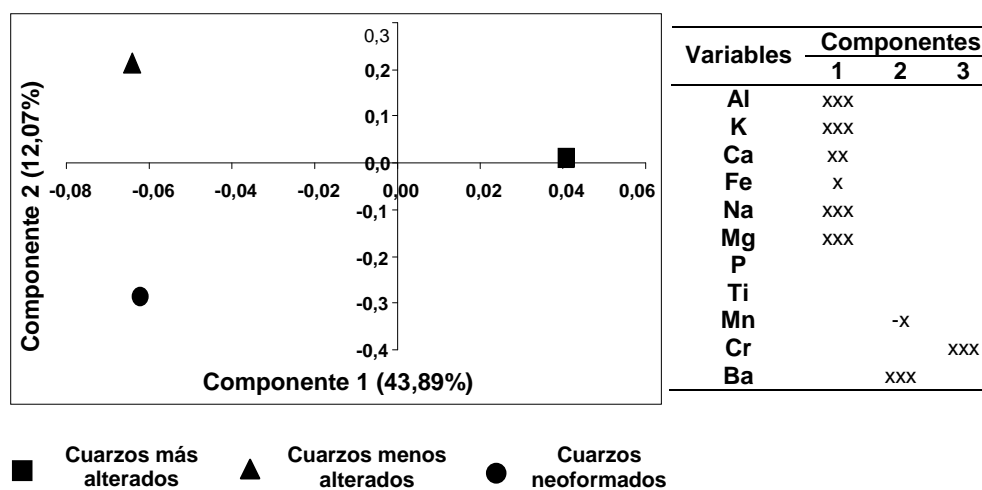
También en el Análisis Factorial se demuestran las diferencias entre los distintos morfotipos de granos de cuarzo establecidos y relaciones con otras propiedades de los suelos estudiados (componentes 1, 2, 3 y 4), siendo especialmente interesantes los componentes 3 y 4 que diferencian los granos de cuarzo con baja alteración superficial, otros con mayor alteración superficial y, por último, los neoformados, todos presentes en los citados suelos. Todo cuestiona nuevamente el paradigma de la inalterabilidad de este mineral en suelos mediterráneos. De forma similar sucede con la homogeneidad de los rasgos morfoscópicos y compositivos de sus granos.

La puesta en duda del paradigma de la inalterabilidad del cuarzo se apoya también gracias a otras evidencias obtenidas en este estudio como son los análisis compositivos de elementos traza (EMPA), con los que, igualmente, se han podido diferenciar los tres grandes grupos de granos de cuarzo (Figura V.12) ya referidos en párrafos anteriores.



**Figura V.12.-** Imágenes BSE (A-C) y SEM-CL (D-F) de granos de cuarzo observados en lámina delgada. **A y D:** grano poco alterado, horizonte Bt, perfil SR2; **B y E:** grano más alterado, horizonte BCtg, perfil P3; **C y F:** grano neoformado, horizonte BCk, perfil P1.

A su vez, el ajuste de un Análisis Factorial, con el método de extracción de los Componentes Principales y método de rotación Varimax, a este Sistema de la composición EMPA de elementos traza de dichos granos de cuarzo hace que quede definido por tres componentes que explican el 65,7% de la varianza (Figura V.13). Los granos minerales con evidentes señales de alteración superficial son los que muestran mayor número y cantidad de elementos traza (diferentes al Si y O) en su estructura cristalina, siendo, principalmente, elementos que participan en las sustituciones heteroeléctricas del mineral cuarzo, bien reemplazando al  $\text{Si}^{4+}$  en el centro de los tetraedros, bien compensando el déficit de carga generado (Figura V.13).

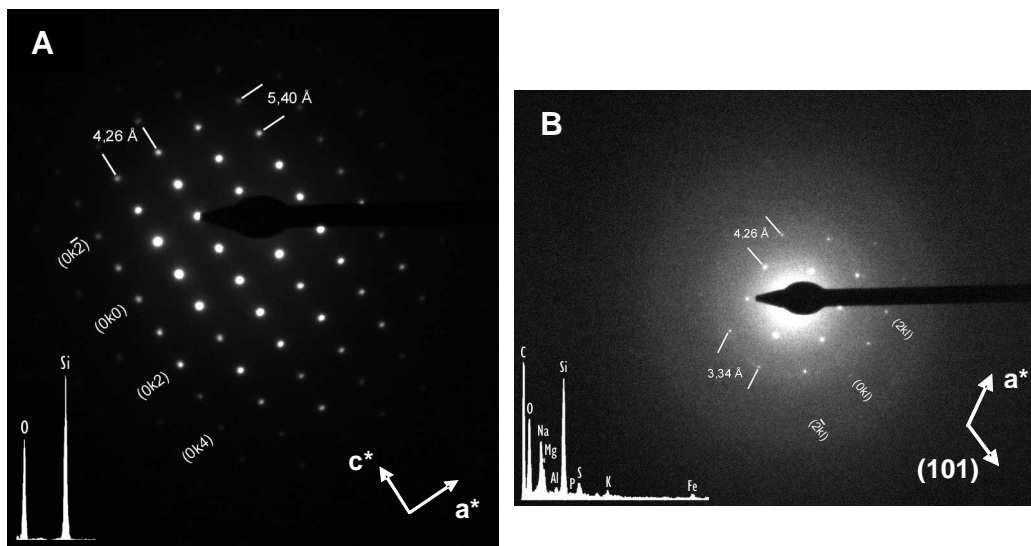


**Figura V.13.-** Análisis Factorial de la composición de elementos traza (EMPA) en los cuarzos de la arena fina ligera de los perfiles estudiados. Método de extracción: Componentes Principales; Método de Rotación: Varimax. Varianza explicada: Componente 1 (43,89%), Componente 2 (12,07%), Componente 3 (9,79%). Total, 65,7% Cargas factoriales:  $0,6 < x < 0,7$ ;  $0,7 < xx < 0,8$ ;  $0,8 < xxx < 0,9$ ;  $0,9 < xxxx < 1$

Finalmente, análisis microestructurales y microcristalinos (TEM-EDX) han facilitado comprobar las diferencias, a nivel de estructura cristalina, entre los distintos grupos de granos de cuarzo reconocidos (Figura V.14).

De esta forma, los cuarzos de los grupos poco alterados y neoformados muestran diagramas de difracción de electrones correspondientes a una perfecta geometría de su estructura cristalina (Figura V.14A), mientras que los que tienen alteraciones superficiales presentan, a nivel estructural, distorsiones traducidas en patrones de difracción de electrones muy difusos, que en ocasiones llegan a generar bandas a modo de anillos de Laue, típicos de materiales con baja cristalinidad (Figura V.14B).





**Figura V.14.-** Diagramas de difracción de electrones de granos de cuarzo y espectros EDX de su composición. **A:** grano de cuarzo no alterado, horizonte Ah, perfil P1; **B:** grano de cuarzo con alteración superficial, horizonte Ah1, perfil P2.

Dudando del paradigma de la inalterabilidad del cuarzo y otro, no menos asumido por los estudios de la mineralogía de suelos, como es el escaso interés que los granos de cuarzo muestran por su asumida homogeneidad, se ha podido establecer, con los datos de la presente Memoria, la existencia, en los suelos mediterráneos seleccionados, de tres grupos de granos de cuarzo agrupados en función de su grado de alteración, los cuales se han venido discutiendo a lo largo del desarrollo de este capítulo: Grupo 1, granos de cuarzo menos alterados; Grupo 2, granos de cuarzo más alterados; Grupo 3, granos de cuarzo neoformados.

Las argumentaciones utilizadas para esta clasificación, manejadas en el desarrollo de esta Memoria, se pueden resumir en la Tabla V.5 y son: a) morfotipos; b) análisis estadístico del Sistema Suelo: factores formadores del suelo, propiedades físicas, químicas y físico-químicas del suelo; caracteres generales del cuarzo; c) composición química del cuarzo; d) organización estructural del cuarzo.

Los morfotipos y submorfotipos de granos de cuarzo del Grupo 1 (menos alterados: M1, SbM2a, M6 y M8) y Grupo 3 (neoformados: M3, M5 y M7) muestran una carga factorial negativa en el componente 3 del Sistema Suelo, definido por las características texturales de los suelos y las principales propiedades de la fracción arena fina ligera. Las bajas proporciones de arena fina en los suelos conllevan una disminución en la concentración de arena fina

ligera y, por ende, menor cantidad del Grupo 1 de morfotipos menos alterados, caracterizados, principalmente, por un origen heredado en los suelos, y menor cantidad del Grupo 3 de morfotipos neoformados. Éstos, sin embargo, muestran una carga factorial positiva en el componente 4 del Sistema Suelo, definido por los principales parámetros y especies químicas de la solución del suelo. Los horizontes de suelo en los que el ambiente edafocímico es más activo muestran mayor porcentaje de granos de cuarzo con señales de neoformación.

**Tabla V.5.-** Grupos de granos de cuarzo en función de su grado de alteración.

	<b>Grupo 1</b>	<b>Grupo 2</b>	<b>Grupo 3</b>
<b>Morfotipos</b>	M1, SbM2a, M6, M8	SbM2b, SbM2c, M4, M9	M3, M5, M7
<b>Sistema Suelo</b>	Carga factorial (-), Componente 3	Carga factorial (-), Componente 1, M9 Carga factorial (+), Componente 2, SbM2c	Carga factorial (-), Componente 3 Carga factorial (+), Componente 4
<b>Composición química (EMPA)</b>	Si, O	Si, O, Al, K, Ca, Fe, Na, Mg, P, Ti, Mn, Cr, Ba	Si, O
<b>Carga Factorial</b>	Carga factorial (-)	Carga factorial (+)	Carga factorial (-)
<b>Organización estructural (SAED pattern)</b>	Sin distorsión estructural	Con evidente distorsión estructural	Sin distorsión estructural
<b>Denominación</b>	Menos alterados	Más alterados	Neoformados

Estos granos de cuarzo de los Grupos 1 y 3 tienen una composición química constituida, fundamentalmente, por Si y O, sin que existan cantidades relevantes de elementos diferentes. Por esta razón, muestran una carga factorial negativa en función de la presencia de aquellos elementos que juegan un papel importante en las sustituciones heteroelectricas del mineral cuarzo (Figura V.13).

Finalmente, la organización estructural de la red cristalina de los granos de cuarzo pertenecientes a estos dos grandes Grupos 1 y 3, es la típica del mineral, no observándose distorsiones estructurales (Figura V.14A).

Los morfotipos y submorfotipos de granos de cuarzo del Grupo 2 (más alterados: SbM2b, SbM2c, M4 y M9) están representados en el Sistema Suelo principalmente por el morfotipo 9 y el submorfotipo 2c. El primero se caracteriza por presentar una carga factorial negativa en el componente 1 del Sistema Suelo, mientras que el segundo está caracterizado por una carga factorial positiva en el componente 2. El componente 1 está definido por los factores

formadores del suelo y sus principales propiedades químicas y físico-químicas, definiéndose como un factor de edafoevolución general. Los caracteres que definen a este componente permiten hacer una buena distinción entre los distintos tipos de suelos: por un lado los suelos de cotas más bajas, con un material parental carbonatado y con una carga factorial positiva para el componente 1 y por otro, los suelos de montaña, de elevadas cotas y con materiales originales metamórficos, que muestran una carga factorial negativa para dicho componente (Figura V.11). El hecho de que el morfotipo 9 muestre una carga factorial negativa en el componente 1 del Sistema Suelo se debe a que tiene un origen eólico y su abundancia se favorece en suelos de elevadas cotas. Por su parte, el componente 2 es también un componente de edafoevolución mediterránea definido por variables más específicas de meteorización, lo que favorece la presencia, en este Sistema Suelo, del submorfotipo 2c con una carga factorial positiva ya que está constituido por granos de cuarzo con un elevado grado de alteración superficial.

Los granos minerales pertenecientes a este Grupo 2 de granos de cuarzo más alterados muestran una composición química en la que aparecen mayor cantidad de elementos diferentes al Si y O. Así, se caracterizan por una carga factorial positiva respecto a la presencia de elementos involucrados en las sustituciones heteroeléctricas del mineral cuarzo (Figura V.13).

La estructura cristalina de estos granos de cuarzo en ocasiones se ve distorsionada por los procesos de alteración a los que se han visto sometidos (Figura V.14B).

## **V.2.- CONCLUSIONES**



Del estudio de los materiales de cinco perfiles de suelo de la provincia de Granada, clasificados – clave *Soil Taxonomy* – como *Typic Calcixeroll* (P1), *Oxyaquic Humicryept* con características dístricas u *Oxyaquic Humixerept* con características dístricas (P2), *Inceptic Haploxeralf* con propiedades últicas (SR2), *Typic Haploxeralf* (P3) y *Fluventic Haploxeroll* (P4), mediante técnicas analíticas, mineralógicas, de microscopía electrónica (de barrido y de transmisión), de microsonda de electrones y estadísticas, y con el objetivo último de investigar el mineral cuarzo en la fracción arena, dudando del paradigma de su inalterabilidad en estos medios edáficos, se pueden formular las siguientes cinco conclusiones:

1ª.- Existe una dependencia genética del mineral cuarzo con los suelos estudiados. Las proporciones de este mineral no son homogéneas, estando controladas por los factores formadores (material original, principalmente) y tipologías de los suelos, además de por la granulometría de los horizontes.

2ª.- Si el contenido de cuarzo no es homogéneo en los suelos estudiados mucho menos lo son las formas que presentan los granos de este mineral.

Se han diferenciado trece morfotipos y seis submorfotipos de granos de cuarzo, en las fracciones arena fina ligera y limo de la tierra fina de los horizontes de suelo, de acuerdo con evidencias tales como número aparente de cristales que configuran el grano, naturaleza cristalográfica de su superficie (caras de cristal, reminiscencias de caras de cristal, superficies de fractura, superficies generadas por agrupaciones de cristales, superficies generadas por procesos de meteorización, etc), similitud a forma geométrica (esférica, alongada, poliédrica, etc.) y tamaño (máxima dimensión) del grano, grado de redondeamiento, morfología cristalina (semejanza a las formas cristalográficas propias del cuarzo), evidencias de porosidad, caracteres de la superficie del grano (de alteración física, química y otras) y grado relativo de meteorización.

3ª.- Los trece morfotipos y seis submorfotipos de granos de cuarzo pueden ser organizados en tres grandes grupos (signados 1, 2 y 3) en función del grado de alteración superficial y el grado de neoformación que presentan.

El Grupo 1, o Grupo de granos de cuarzo menos alterados, está constituido por los morfotipos M1, M6 y M8 y por el submorfotipo SbM2a. En ellos, los caracteres de alteración superficial son escasos, la composición elemental es fundamentalmente de silicio y oxígeno y las configuraciones

estructurales de sus redes cristalinas no muestran alteraciones, siendo las típicas del mineral cuarzo. El Grupo 2, o Grupo de granos de cuarzo más alterados, lo conforman los morfotipos M4 y M9 y los submorfotipos SbM2b y SbM2c. Son granos de cuarzo con evidentes señales de alteración superficial, composiciones elementales con silicio, oxígeno y elementos diferentes en distintas proporciones y con configuraciones estructurales de sus redes cristalinas algo distorsionadas. El Grupo 3, o Grupo de los granos de cuarzo neoformados, está compuesto por los morfotipos M3, M5 y M7. Son granos de cuarzo con evidentes señales de recristalización superficial, composiciones elementales fundamentalmente con silicio y oxígeno y configuraciones estructurales de sus redes cristalinas típicas del mineral cuarzo.

4ª.- El Sistema Suelo, en el caso de los perfiles estudiados, investigado con Análisis Factorial según el método de los Componentes Principales y método de extracción Varimax, constituido por 78 variables de carácter morfológico, climático, analítico, mineralógico, compositivo de la solución del suelo y morfológico de los granos de cuarzo, está definido por cuatro Componentes que explican casi el 70% de la varianza.

5ª.- En el Sistema Suelo estudiado el Componente 1 (explicando el 28,0% de la varianza del Sistema) se define como un factor general de evolución edáfica, constituido por algunas de las variables de carácter morfológico, climático y analítico del Sistema Suelo. El Componente 2 (explicando el 18,7% de la varianza del Sistema) se define como un factor de edafoevolución mediterránea más preciso, que contiene variables específicas de meteorización, tanto de los suelos (índice de enrojecimiento, contenido de arcilla, óxidos libres totales, mineralogía de la fracción arcilla) como de los granos de cuarzo (SbM2c). El Componente 3 (explicando el 12,6% de la varianza del Sistema) se define como un factor textural de los suelos y de las principales propiedades de la fracción arena fina ligera de los mismos. Finalmente, el Componente 4 (explicando el 9,3% de la varianza del Sistema) es un factor químico de la solución del suelo.

### **Adenda a las conclusiones**

Esta Tesis Doctoral ha podido realizarse gracias a la aplicación de técnicas avanzadas que han puesto en evidencia la pluralidad de formas, rasgos

superficiales, composición elemental y organización estructural de los granos de cuarzo estudiados y que han permitido dudar del paradigma de la inalterabilidad de este mineral en el medio edáfico. Estudios complementarios con técnicas ya existentes, y con las nuevas que se espera que aparezcan con el avance de la Ciencia, permitirán terminar de conformar este cuerpo científico sobre la génesis del mineral cuarzo en los ambientes edáficos mediterráneos.





## BIBLIOGRAFÍA

- Abe, S.S., Oyediran, G.O., Masunaga, T., Yamamoto, S., Honna, T., Wakatsuki, T. Soil Development and Fertility Characteristics of Inland Valleys in the Rain Forest Zone of Nigeria: Mineralogical Composition and Particle-Size Distribution. *Pedosphere*, 2009, **19**(4):505-514.
- Agencia Estatal de Meteorología (Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente). Series climatológicas (1970-2008).
- Ajmoné Marsan, F. y Torrent, J. Fracture bonding by silica and iron oxides in a soil from Northwestern Italy. *Soil Science Society of America Journal*, 1989, **53**:1140-1145.
- Al-Saleh, S. y Khalaf, F.I. Surface textures of quartz grains from various recent sedimentary environments in Kuwait. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1982, **52**(1):215-225.
- Aldaya, F., García-Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. Los mantos alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta Geológica Hispánica*, 1979, **14**:154-166.
- Alexander, G.B., Heston, W.M. y Iler, H.K. The solubility of amorphous silica in water. *Journal of Physical Chemistry*, 1954, **58**:453-455.
- Alfías, J.L. y Pérez Pujalte, A. Los suelos de los pisos Montano Superior y Alpino de la ladera Sur del Mulhacén (Sierra Nevada). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1968, **27**:783-791.
- Allan, M.M. y Yardley, B.W.D. Tracking meteoric infiltration into a magmatic-hydrothermal system: A cathodoluminescence, oxygen isotope and trace element study of quartz from Mt. Leyshon, Australia. *Chemical Geology*, 2007, **240**:343-360.
- Allen, B.L. y Hajek, B.F. Mineral occurrence in soil environments. En: J.B. Dixon y S.B. Weed (eds.), *Minerals in Soil Environments*, Soil Science Society of America Book Series nº 1, Madison, 1989, pp. 199-264.
- Arias, M., Da Silva-Carballal, J., García-Río, L., Mejuto, J., Nunez, A. Retention of phosphorus by iron and aluminum-oxides-coated quartz particles. *Journal of Colloid and Interface Science*, 2006, **295**(1):65-70.

- Assallay, A.M., Rogers, C.D.F., Smalley, I.J. y Jefferson, I.F. Silt: 2-62  $\mu\text{m}$ , 9-4 $\square$ . *Earth-Science Reviews*, 1998, **45**:61-88.
- Asumadu, K., Gilkes, R.J., Armitage, T.M. y Churchward, H.M. The effects of chemical weathering on the morphology and strength of quartz grains-an example from S.W. Australia. *Journal of Soil Science*, 1988, **39**:375-383.
- Avila, A., Queralt-Mitjans, I. y Alarcón, M. Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain. *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**:21977-21996.
- Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., García-Dueñas, V. y Jabaloy, A. Alpine tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. En: W, Gibbons y T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*, Geological Society, London, 2002, pp. 401-416.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Universidad de Granada, 1979, p. 83.
- Baize, D. "Les planosols de Champagne humide. Pédogenèse et fonctionnement". Thèse d'Etat, Université de Nancy I, Institut National de la Recherche Agronomique, 1983.
- Baker Jr., M.W. Environmental sensitivity of submicroscopic surface textures on quartz sand grains-a statistical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1976, **46**(4):871-880.
- Barahona, E. y Palumbo, P. La separación del residuo insoluble de rocas carbonatadas. *Tecniterrae*, 1981, **S-269**:6-9.
- Barahona, E. y Santos, F. Mapa de suelos de la provincia de Granada (escala 1:400.000). C.S.I.C., Madrid, 1977.
- Barahona, E., Delgado, R. y Linares, J. Estudio de las características del sistema edáfico de Sierra Nevada mediante análisis factorial. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1982, **41**:427-446.
- Barberis, E., Ajmore Marsan, F., Boero, V. y Arduino, E. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons. *Journal of Soil Science*, 1991, **42**:535-542.

- Beckwith, R.S. y Reeve, R. Studies on soluble silica in soils: I. The sorption of silica acid by soils and minerals. *Australian Journal of Soil Research*, 1963, **1**:157-168.
- Béget, J.E. Tephrochronology and palaeoclimatology of the last interglacial-glacial cycle recorded in Alaskan loess deposits. *Quaternary International*, 1996, **34**(6):121-126.
- Bern, C.R., Brzezinski, M.A., Beucher, C., Ziegler, K., Chadwick, O.A. Weathering, dust, and biocycling effects on soil silicon isotope ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, **74**(3):876-889.
- Bernoulli, D y Jenkins, M.G. Alpine mediterranean and central atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. En: R.H. Dott y R.H. Shaver (eds.), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*, Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, nº 19, 1974, pp. 129-160.
- Biederman, E. Destruction of shoreline environments in New Jersey. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1962, **32**:181-200.
- Bigham, J.M., Smeck, N.E., Heckendorn, S.E. y Jaynes, W.F. Stability of iron oxides in two soils contrasting colors. *Soil Science Society of America Journal*, 1991, **55**:1485-1492.
- Blatt, H. Determination of mean sediment thickness in the crust: a sedimentologic method. *Geological Society of America Bulletin*, 1970, **81**:255-262.
- Blatt, H. Oxygen isotopes and the origin of quartz. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1987, **57**:373-377.
- Bockheim, J.G., Marshall, J.G. y Kelsey, H.M Soil-forming processes and rates on uplifted marine terraces in southwestern Oregon, USA. *Geoderma*, 1996, **73**(1-2):39-62.
- Boggs, S.J., Kwon, Y.I., Goles, G.G., Rusk, B.G., Krinsley, D. y Seyedolali, A. Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? A quantitative examination. *Journal of Sedimentary Research*, 2002, **72**(3):408-415.
- Borchardt, G. Smectites. En: J.B. Dixon y S.B. Weed (eds.), *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America, Book Series nº 1, Madison, 1989, pp. 675-727.

- Borger, H. Penetration of solutions into quartz grains-A scale for weathering intensity. En: D. Ford, B. McCann y S. Vajoczki (eds.), *Abstracts Volume, Third International Geomorphology Conference*, McMaster University, Hamilton, Ontario, August, 23-28, 1993, p. 106.
- Bornand, M. Altération des matériaux fluvio-glaciares, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. Thèse d'Etat, Université de Montpellier, 1978.
- Bosque Laurel, J. Tipos de suelos en Sierra Nevada. *Estudios Geográficos*, 1961, **22**:306-308.
- Botis, S.M., Nokhrin, S., Pan, Y., Xu, Y., Bonli, T. y Sopuck, V. Natural radiation-induced damage in quartz. I. Correlations between cathodoluminescence colors and paramagnetic defects. *The Canadian Mineralogist*, 2005, **43**:1565-1680.
- Boulton, G.S. Boulder shapes and grain size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, 1978, **25**:773-799.
- Braga, J.C., Martín, J.M. y Quesada, C. Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 2003, **50**:3-26.
- Brinatti, A.M., Mascarenhas, Y.P., Pereira, V.P., Partiti, C.S.D. y Macedo, A. Mineralogical characterization of a highly-weathered soil by the Rietveld Method. *Scientia Agricola*, 2010, **67**(4):454-464.
- Brockie, W.J. Experimental frost shattering. *Proceedings 7<sup>th</sup> New Zealand Conference*, New Zealand Geographical Society, Hamilton, 1972, pp. 177-186.
- Brown, J.E. Depositional histories of sand grains from surface textures. *Nature*, 1973, **242**:396-398.
- Buhmann, C. y Grubb, P. A kaolin smectite interstratification sequence from a red and black complex. *Clays and Clay Minerals*, 1991, **26**:343-358.
- Bull, P.A. y Morgan, R.M. Sediment fingerprints: A forensic technique using quartz sand grain. *Science & Justice*, 2006, **46**(2):107-124.

- Bull, P.A., Culver, S.J. y Gardner, R. Chattermark trails as paleoenvironmental indicators. *Geology*, 1980, **8**:318-322.
- Bull, P.A., Goudie, A.S., Price-Williams, D. y Watson, A. Colluvium: a Scanning Electron Microscopy analysis of a neglected sediment type. En: J.R. Marshall (ed.), *Clastic Particles*, Van Nostrand Reinhold, New York, 1987, pp. 16-35.
- Buol, S.W. y Eswaran, H. The micromorphology of Oxisols. En: M. Delgado (ed.), *Soil Micromorphology*. Proceeding of the 5<sup>th</sup> International Working Meeting on Soil Micromorphology, Universidad de Granada, España, 1978, pp. 325-347.
- Cater, J.M.L. An application of scanning electron microscopy of quartz sand surface textures to the environmental diagnosis of Neogene carbonate sediments, Finestrat Basin, south-east Spain. *Sedimentology*, 1984, **31**:717-731.
- Chartres, C.J. y Walker, P.H. The effect of aeolian accessions on soil development on granitic rocks in South-Eastern Australia: III. Micromorphological and geochemical evidence of weathering and soil development. *Australian Journal of Soil Research*, 1988, **26**:33-53.
- Cohen, A.J. Substitutional and interstitial aluminium impurity in quartz, structure and color center interrelationships. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 1960, **13**:321-325.
- Colombo, C. y Torrent, J. Relationships between aggregation and iron oxides in Terra Rossa soil from southern Italy. *Catena*, 1991, **18**:51-59.
- Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía. Usos del suelo y coberturas vegetales en Andalucía (municipio de Granada), 2007.
- Coudé-Gaussen, G. The perisaharan loess: sedimentological characterization and palaeoclimatical significance. *Geological Journal*, 1987, **15**:177-183.
- C.S.I.C. Estación Experimental del Zaidín. Plan de fertilidad de la Vega de Granada (Patrocinado por la Excelentísima Diputación de Granada), 1958.
- Culver, S.J., Bull, P.A., Campbell, S., Shakesby, R.A. y Whalley, W.B. Environmental discrimination based on quartz grain surface textures: a statistical investigation. *Sedimentology*, 1983, **30**:129-136.

- Dabrio, C.J. y Polo, D. Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense subbético. *Mediterránea. Serie de Estudios Geológicos*, 1985, (4):55-77.
- Dabrio, C.J., Martín, J.M. y Megías, A.G. Signification sédimentaire des évaporites de la dépression de Grenade (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1982, **4**:705-710.
- Darmody, R.G. Weathering assessment of quartz grains: a semiquantitative approach. *Soil Science Society of American Journal*, 1985, **49**:1322-1324.
- Dawson, L.A. y Hillier, S. Measurement of soil characteristics for forensic applications. *Surface and Interface Analysis*, 2010, **42**(5):363-377.
- De Jong, K. y Bakker, H. The Mulhacén and Alpujárride Complex in the Eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Lithostratigraphy. *Geologie en Mijnbouw*, 1991, **70**:93-103.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. Rock-Forming Minerals, Volume 4B: Framework Silicates. The Geological Society, London, 2004, p. 982.
- Delgado, R. "Balance geoquímico de las alteraciones superficiales en el Barranco Hondo (Sierra Nevada)". Tesis de Licenciatura, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1977.
- Delgado, R. Edafología y geoquímica de las alteraciones superficiales en la cuenca del río Dílar (Sierra Nevada). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1980.
- Delgado, R. y Ortega, E. Edafoclimas de la vertiente Sur-Suroeste de Sierra Nevada. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1985, **43**:987-1018.
- Delgado, R., Barahona, E. y Linares, J. Los suelos del Barranco Hondo (Sierra Nevada). I. Tipologías y factores formadores. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1979, **38**:1543-1554.
- Delgado, R., Barahona, E. y Linares, J. Factores formadores de los suelos de la cuenca alta del río Dílar. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1982a, **41**:31-38.
- Delgado, R., Barahona, E. y Linares, J. Distribución de los suelos de la cuenca alta del río Dílar. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1982b, **41**: 39-57.

- Delgado, R., Barahona, E., Huertas, F. y Linares, J. Los mollisoles de la cuenca alta del río Dílar (Sierra Nevada). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1982a, **41**:59-82.
- Delgado, R., Barahona, E., Huertas, F. y Linares, J. Los inceptisoles de la cuenca alta del río Dílar (Sierra Nevada). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1982b, **41**:83-112.
- Delgado R., Barahona, E., Huertas, F. y Linares, J. Los entisoles de la cuenca alta del río Dílar (Sierra Nevada). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1982c, **41**:113-129.
- Delgado R., Barahona, E., Huertas, F. y Linares, J. Alteraciones superficiales en Sierra Nevada. Geoquímica de las soluciones naturales. *Estudios Geológicos*, 1983, **39**:319-328.
- Delgado, R., Martín-García, J.M., Oyonarte, C. y Delgado, G. Genesis of the *terrae rossae* of the Sierra Gador (Andalusia, Spain). *European Journal of Soil Science*, 2003, **54**:1-16.
- Delgado, R., Delgado, G., Martín-García, J.M., Sánchez-Marañón, M. y Calero-González, J.A. *Los suelos de Granada*. Informe científico-técnico inédito. Universidad de Granada, Facultad de Farmacia, 2001, p. 60.
- Delgado, R., Párraga, J., Delgado, G., Huertas, F. y Linares, J. Genèse d'un sol fersallitique de la Formación Alhambra (Granada-Espagne). *Science du Sol*, 1990, **28**(1):53-70.
- Delgado, R., Delgado, G., Párraga, J., Gámiz, E., Sánchez-Marañón, M. y Tenorio, M. Mapa de suelos, escala 1:100.000, de la Hoja 1027 de Güejar Sierra. Proyecto LUCDEME. ICONA, Madrid, 1988.
- Dennen, W.H. Stoichiometric substitution in natural quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1966, **30**:1235-1241.
- Dennen, W.H., Blackburn, W.H. y Quesada, A. Aluminium in quartz as a geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1970, **27**:332-342.
- Díaz de Federico, A. y Puga, E. Mapa Geológico de España, Hoja 1027 (Güejar-Sierra). IGME, Madrid, 1980.



- Díaz del Castillo, P. y Martín de Vidales, J.L. Diagramas de actividad mineral. Interacción y aplicaciones en el estudio de los procesos de alteración edáficos. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1986, **45**:1431-1454.
- Doornkamp, J.C. y Krinsley, D. Electron microscopy applied to quartz grains from a tropical environment. *Sedimentology* 1971, **17**:89-101.
- Dorronsoró, C. y Alonso, P. Chronosequence in Almar River, Fluvial Terrace Soil. *Soil Science Society of America Journal*, 1994, **58**:910-925.
- Douglas, L.A. y Platt, D.W. Surface morphology of quartz and age of soils. *Soil Science Society of America Journal*, 1977, **41**:641-645.
- Dowding, C.E. y Fey, M.V. Morphological, chemical and mineralogical properties of some manganese-rich oxisols derived from dolomite in Mpumalanga province, South Africa. *Geoderma*, 2007, **14**(1):23-33.
- Drees, L.R., Wilding, L.P., Smeck, N.E. y Senkayi, A.L. Silica in soils: Quartz and disordered silica polymorphs. En: J.B. Dixon y S.B. Weed (eds.), *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America, Book Series nº 1, Madison, 1989, pp. 913-965.
- Droubi, A., Vieillard, P., Bourrie, G., Fritz, B. y Tardy, Y. Etude théorique de l'altération des plagioclases. Bilans et conditions de stabilité des minéraux secondaires en fonction de la pression partielle de CO<sub>2</sub> et la température (0°C à 100°C). *Sciences Géologiques Bulletin*, 1976, **29**(1):45-62.
- Duchaufour, P. *Pédologie: I. Pédogenèse et classification*. Masson, Paris, 1977, p.477.
- Earl-Goulet, J., Mahaney, W.C., Kalm, V., Sanmugadas, K., Hancock, R.G.V. y Milner, M.W. Middle-Holocene timberline fluctuation: influence on the genesis of podzols (Spodosols), Norra Strofjället Massif, northern Sweden. *The Holocene*, 1998, **8**:705-718.
- Eberl, D.D. y Smith, D.B. Mineralogy of soils from two continental-scale transects across the United States and Canada and its relation to soil geochemistry and climate. *Applied Geochemistry*, 2009, **24**(8):1394-1404.
- Egeler, C.G. On the tectonic of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geologische Rundschau*, 1963, **53**:260-269.

- Eschenbrenner, V. "Les globules des sols de Côte d'Ivoire. Nature et origine en milieu ferrallitique. Modalités de leur concentration. Rôle des termites". Thèse, Centre des Sciences de la Terre, Dijon, 1987.
- Eswaran, H., y Bin, W.C. A study of a deep weathering profile on granite in peninsular Malaysia II. Mineralogy of the clay, silt, and sand fractions. *Soil Science Society of America Journal*, 1978, **42**:149-153.
- Eswaran, H. y Stoops, G. Surface textures of quartz in tropical soils. *Soil Science Society of America Journal*, 1979, **43**:420-424.
- Evans, W.D. Facets of organic geochemistry. En: E.G. Hallsworth y D.V. Crawford (eds.), *Experimental Pedology*, Butterworths, London, 1965, pp. 14-28.
- Evans, J., Hogg, A.J.C., Hopkins, M.S. y Howarth, R.J. Quantification of quartz cements using combined SEM, CL and image analysis. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, **64**:334-338.
- Fanderlik, I. Silica glass and its application. Elsevier Science Publishing Company, 1991, p. 304.
- Feng, J.L y Zhu, L.P. Origin of terra rossa on Amdo North Mountain on the Tibetan plateau, China: Evidence from quartz. *Soil Science and Plant Nutrition*, 2009, **55**(3):407-420.
- Feng, J.L., Cui, Z.J. y Zhu, L.P. Origin of terra rossa over dolomite on the Yunnan-Guizhou Plateau, China. *Geochemical Journal*, 2009, **43**(3):151-166.
- Feng, J.L., Zhu, L.P. y Cui, Z.J. Quartz features constrain the origin of terra rossa over dolomite on the Yunnan-Guizhou Plateau, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, **36**(2-3):156-167.
- Fernández, J., Soria, J. y Viseras, C. Stratigraphy architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain); tectonic control and base level changes. En: P.F. Friend y C.J. Dabrio (eds.), *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, University Press, Cambridge, 1996, pp. 353-365.

- Fernández Marcos, M.L. y Macías, F. Análisis de los procesos de alteración y neoformación en sistemas edáficos a partir de termodinámicas de equilibrios solución-mineral. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1987, **XLVI**(1-2):1-25.
- Flageollet, J.C. Aspects morphoscopiques et exoscopiques des quartz dans quelques sols ferrallitiques de la région de Cechi (Côte d'Ivoire). *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, 1981, **XVIII**(2):111-121.
- Flem, B., Lursen, R.B., Grimstuedt, A. y Mansfeld, J. In situ analysis of trace elements in quartz by using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Chemical Geology*, 2002, **182**:237-247.
- Folk, R.L. Angularity and silica coatings of Simpson desert sand grains, Northern territory, Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1978, **48**(2):611-624.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations. Guidelines for soil description. Fourth Edition. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 2006, p. 97.
- Foucault, A. L'unité du Rio Guardal (Prov. De Grenade, Espagne) et les liaisons entre Prébétique et Subbétique. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 1962, **7**(4):446-452.
- Fournier, R.O. Solubility of quartz in water in the temperature interval from 25°C to 300°C. *Geological Society of America Bulletin*, 1960, **71**:1867-1868.
- Franz, H. Drei Klimabedingte Ranker-Gelbyten Europas. *Rapports Congress International de Science du Sol*, Vol. E, Paris, 1956, pp. 135-151.
- Fritsch, E. Morphologie des quartz d'une couverture ferrallitique dégradée par hydromorphie. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, 1988, **XXIV**(1):3-15.
- Fu, F., Akagi, T. y Yabuki, S. Origin of silica particles in the cortex of *Matteuccia* roots. *Soil Science Society American Journal*, 2002, **66**:1265-1271.
- García-Alix, A., Minwer-Barakat, R., Martín, J.M., Martín Suarez, E. y Freudenthal, M. Biostratigraphy and sedimentary evolution of Late Miocene and Pliocene continental deposits of the Granada Basin (southern Spain). *Lethaia*, 2008a, **41**(4):431-446.

- García-Alix, A., Minwer-Barakat, R., Martín Suarez, E., Freudenthal, M. y Martín, J.M. Late Miocene-Early Pliocene climatic evolution of the Granada Basin (southern Spain) deduced from the paleoecology of the micromammal associations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008b, **265**:214-225.
- García-Dueñas, V. "Geología de la Zona Subbética al Norte de Granada". Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1967, p. 534.
- García-Dueñas, V., Martínez Martínez, J.M. y Soto, J.I. Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues-mantos separados por zonas de cizalla. *Simposio sobre cinturones orogénicos, II Congreso Geológico de España*, Granada, 1988, pp. 17-26.
- García-Hernández, M., González Donoso, J.M, Linares, A., Rivas, P. y Vera, J.A. Características ambientales del Lías Inferior y Medio de la zona subbética y su significado en la interpretación general de la cordillera. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y el Mar de Alborán*, Granada, 1976, pp. 125-157.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geologie Mijnbouw*, 1980, **59**:155-168.
- García-Hernández, M. López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 1989, **13**:35-52.
- Garrels, R.M. Montmorillonite/Illite stability diagrams. *Clays and Clay Mineral* 1984, **32**(3):161-166.
- Georgiev, V.M. y Stoffers, P. Surface textures of quartz grains from late Pleistocene to Holocene sediments of the Persian Gulf/Gulf of Oman-An application of the scanning electron microscope. *Marine Geology*, 1980, **36**:85-96.
- Ghosh, P. Geomorphology and palaeoclimatology of some Upper Cretaceous paleosols in central India. *Sedimentary Geology*, 1997, **110**(1-2):25-49.
- Ghosh, A.K., Sarkar, D., Bhattacharyya, P., Maurya, U.K. y Nayak, D.C. Mineralogical study of some arsenic contaminated soils of West Bengal, India. *Geoderma*, 2006, **136**(1-2):300-309.

- Godard, A. Remains of weathered mantles (saprolites) over basement rocks of high latitudes: identification, significance. En: D.J.A. Evans (ed.), *Cold Climate Landforms*, New York, 1989, pp. 397-411.
- Goldich, S.S. A study in rock-weathering. *Journal of Geology*, 1938, **46**:17-58.
- Gómez Ortiz, A. Morfología glaciar en la vertiente meridional de Sierra Nevada (área Veleta-Mulhacén). *Estudios Geográficos*, 1987, **18**:379-407.
- Götte, T. y Richter, D.K. Cathodoluminescence characterization of quartz particles in mature arenites. *Sedimentology*, 2006, **53**:1347-1359.
- Götte, Th., Neuser, R.D. y Richter, D.K. Neue quarz-parameter in der sandsteinpetrographie: kathodolumineszenz-untersuchungen an detritus unterkretazischer quarzsande und-sandsteine Nordrhein-Westfalens. *Schriftenreihe der DGG*, 2001, **13**:41.
- Götze, J. Kathodolumineszenz von quarz-grundlagen und anwendung in den geowissenschaften. *Aufschluss*, 1996, **47**:215-223.
- Götze, J. y Plötze, M. Investigation of trace-element distribution in detrital quartz by Electron Paramagnetic Resonance (EPR). *European Journal of Mineralogy*, 1997, **9**:529-537.
- Götze, J. y Zimmerle, W. Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. *Contributions to Sedimentary Geology*, 2000, Vol. 21, p. 91.
- Götze, J., Plötze, M. y Habermann, D. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz-a review. *Mineralogy and Petrology*, 2001, **71**:225-250.
- Götze, J., Plötze, M. y Trautmann, T. Structure and luminescence characteristics of quartz from pegmatites. *American Mineralogist*, 2005, **90**:13-21.
- Götze, J., Plötze, M., Graupner, T., Hallbauer, D.K. y Bray, C.J. Trace element incorporation into quartz: A combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2004, **68**(18):3741-3759.

- Götze, J., Tichomirowa, M., Fuchs, H., Pilot, J. y Sharp, Z.D. Geochemistry of agates: a trace element and stable isotope study. *Chemical Geology*, 2001, **175**:523-541.
- Goudie, A.S. Further experimental investigation of rock weathering by salt and other mechanical processes. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement*, 1974, **21**:1-12.
- Goudie, A.S. Sodium sulphate weathering and the disintegration of Mohenjo Daro, Pakistan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1977, **2**:75-86.
- Goudie, A.S. y Day, M.J. Disintegration of fan sediments in Death Valley, California, by salt weathering. *Physical Geography*, 1981, **1**:126-137.
- Goudie, A.S. y Viles, H.A. Salt Weathering Hazard. Wiley, Chichester, 1997, p. 235.
- Goudie, A.S., Cooke, R.U. y Doornkamp, J.C. The formation of silt from quartz dune sand by salt weathering in deserts. *Journal of Arid Environments*, 1979, **2**:105-112.
- Guerra, A., Guitián, F., Paneque, G., García, A., Sánchez, J.A., Monturiol, F. y Mudarra, J.L. Mapa de suelos de España. Escala 1:1000000. Instituto de Edafología y Biología Vegetal (C.S.I.C.), Madrid, 1968.
- Guillet, B. y Souchier, B. Les oxyhydroxydes amorphes et cristallins dans les sols (fer, aluminium, manganèse, silicium). En: M. Bonneau, y B. Souchier (eds.), *Pedologie. II. Constituans et propriétés du sol*, Masson, Paris, 1979, pp. 16-37.
- Gutiérrez Ríos, E. y Medina Ortega, A.M. Procesos de erosión en Sierra Nevada (I). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1946, **5**:257-277.
- Gutiérrez Ríos, E. y Medina Ortega, A.M. Procesos de formación de arcilla en Sierra Nevada. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1950, **9**:475-536.
- Hai, N.Q. y Egashira, K. Clay mineralogy of grey degraded soils and sandy soils as problem soils in Vietnam. *Journal of the Faculty of Agriculture Kyushu University*, 2008, **53**(1):171-178.
- Haines, J. y Mazzullo, J. The original shapes of quartz silt grains: a test of the validity of the use of quartz grain shape analysis to determine the sources of terrigenous silt in marine sedimentary deposits. *Marine Geology*, 1988, **78**:227-240.

- Hall, A.M. Cenozoic weathering covers in Buchan, Scotland and their significance. *Nature*, 1985, **315**:392-395.
- Hall, A.M. Deep weathering patterns in north-east Scotland and their geomorphological significance. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1986, **30**:407-422.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 1987, **235**:1156-1167.
- Han, J.L., Chi, Z.M., Yang, Q.X., Chang, X.B., Zhao, R., Liu, Y.X. y Egashira, K. Clay mineralogical composition of tea garden soils in Shandong Province, China. *Journal of the Faculty of Agriculture Kyushu University*, 2008, **53**(1):187-191.
- He, C.L., Breuning-Madsen, H. y Awadzi, T.W. Mineralogy of dust deposited during the Harmattan season in Ghana. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography* 2007, **107**(1):9-15.
- Helland, P.E., Huang, P.H. y Diffendal Jr., R.F. SEM analysis of quartz sand grain surface textures indicates Alluvial/Colluvial origin of the Quaternary "Glacial" boulder clays at Huangshan (Yellow Mountain), East-Central China. *Quaternary Research*, 1997, **48**:177-186.
- Hempel, L. Límites altitudinales geomorfológicos en Sierra Nevada. *Estudios Geográficos*, 1960, **78**:81-93.
- Heredia, F., Alonso, P., Castaño, A., Merino, P., García, L., Díez, M.E. y Fenoy, M<sup>a</sup>.M. Métodos oficiales de análisis. *Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Secretaría General de Alimentación, Dirección General de Política Alimentaria*, 1994.
- Holmgren, G.S. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. *Soil Science Society of America Proceedings*, 1967, **31**:210-211.
- Hornung, M. Acidification of soils by trees and forests. *Soil Use and Management*, 1985, **1**(1):24-27.
- Howard, J.L., Amos, D.F. y Daniels, W.L. Micromorphology and dissolution of quartz sand in some exceptionally ancient soils. *Sedimentary Geology*, 1995, **105**:51-62.

- Hoyos de Castro, A. y Medina Ortega, A.M. Sucesión de suelos en Sierra Nevada en relación con la altura sobre el nivel del mar. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1951, **10**:19-49.
- Hseu, Z.Y., Tsai, H., Hsi, H.C. y Chen, Y.C. Weathering sequences of clay minerals in soils along a serpentinitic toposequence. *Clays and Clay Minerals*, 2007, **55**:389-401.
- Hurowitz, J.A., Tosca, N.J., McLennan, S.M. y Schoonen, M.A.A. Production of hydrogen peroxide in Martian and lunar soils. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, **255**(1-2):41-52.
- Ilg, K., Dominik, P., Kaupenjohann, M. y Siemens, J. Phosphorus-induced mobilization of colloids: model systems and soils. *European Journal of Soil Science*, 2008, **59**(2):233-246.
- Ingersoll, R.V. Surface textures of first cycle quartz sands grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1974, **44**(1):151-157.
- Iriondo, M. The origin of silt particles in the loess question. *Quaternary International*, 1999, **62**:3-9.
- IUSS Working Group WRB. World reference base for soil resources 2006. *World Soil Resources Reports*, FAO, 2006.
- Jabaloy, A., Galindo, J. y Sanz de Galdeano, C. Guía geológica. Los libros de la estrella, Diputación de Granada, 2008.
- Jahn, R., Zarei, M. y Stahr, K. Genetic implications of quartz in "Terra Rossa" soils in Portugal. *Proceedings of the 7th Euroclay conference*, Dresden, 1991, **2**:541-546.
- Jones L.H.P. y Handreck, K.A. Effect of iron and aluminium oxides on silica solution in soils. *Nature*, 1963, **198**:852-853.
- Jongnerius, A. y Rutherford, G.K. Glossary of soil micromorphology. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, 1979, p.138.
- Jung, L. High-purity natural quartz. Part 1: High-purity natural quartz for industrial use. Library of Congress in Publication Data, New Jersey, 1992, pp. 538.



- Kandler, K., Benker, N., Bundke, U., Cuevas, E., Ebert, M., Knippertz, P., Rodriguez, S., Schutz, L. y Weinbruch, S. Chemical composition and complex refractive index of Saharan Mineral Dust at Izana, Tenerife (Spain) derived by electron microscopy. *Atmospheric Environment*, 2007, **41**(37):8058-8074.
- Kenig, K. Surface microtextures of quartz grains from Vistulian loesses from selected profiles of Poland and some other countries. *Quaternary International*, 2006, **152-153**:118-135.
- Kittrick, J.A. Soil minerals in the  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$  system and a theory of their formation. *Clays and Clay Mineral*, 1969, **17**:157-167.
- Klein, C. y Hurlbut Jr., C.S. Manual de Mineralogía. 4ª Edición. Basado en la obra de J.D. Dana, Editorial Reverté, S.A., Barcelona, 1996, p. 681.
- Klute, A. Methods of soil análisis. Part 1.- Physical and mineralogical methods. American Society of Agronomy, Inc. Soil Science Society of America, Inc. Publisher, Madison, Wisconsin USA, 1982.
- Koele, N. y Hildebrand, E.E. The ecological significance of the coarse soil fraction for *Picea abies* (L.) Karst. seedling nutrition. *Plant and Soil*, 2008, **312**(1-2):163-174.
- Konishchev, V.N. Origin of loess-like silt in Northern Yakutia, USSR. *GeoJournal*, 1987, **15**(2):135-139.
- Krauskopf, K.B. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1956, **10**:1-26.
- Krinsley, D.H. y Donahue, J. Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. *Geological Society of America Bulletin*, 1968, **79**:743-748.
- Krinsley, D.H. y Doornkamp, J.C. Atlas of Quartz sand surface textures. Cambridge University Press, Cambridge, 1973.
- Krinsley, D. y McCoy, F. Aeolian quartz sand and silt. En: W.B. Whalley (ed.), *Scanning Electron Microscopy in the Study of Sediments*. Geo Abstracts, Norwich, England, 1978, pp. 249-260.
- Krinsley, D y Takahashi, T. The surface textures of sand grains: an application of electron microscopy. *Science*, 1962, **135**:923-925.

- Krinsley, D., Friend, P. y Klimentides, R. Eolian transport textures on the surface of sand grains of early Triassic age. *Geological Society of America Bulletin*, 1976, **87**:130-132.
- Kufmann, C. Are Cambisols in alpine karst autochthonous or eolian in origin? *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 2008, **40**(3):506-518.
- Kurvits, T., Mahaney, W.C. y Kalm, V. Grain micromorphology in the Rannamoisa section, Lower Cambrian, Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy Sciences, Geology*, 2000, **49**:17-27.
- Kwon, Y.I. y Boggs Jr, S. Provenance interpretation of Tertiary sandstones from the Cheju Basin (NE East China Sea): a comparison of conventional petrographic and scanning cathodoluminescence techniques. *Sedimentary Geology*, 2002, **152**:29-43.
- Larsen, R.B., Polvé, M. y Juve, G. Granite pegmatite quartz from Evje-Iveland: trace element chemistry and implications for the formation of high-purity quartz. *Norges geologiske undersogelse Bulletin*, 2000, **436**:57-65.
- Lautridou, J.P. y Ozouf, J.C. Experimental frost shattering: fifteen years of research at the Centre de Geomorphologie du CNRS. *Progress in Physical Geography*, 1982, **6**:215-232.
- Le Ribault, L. L'exoscopie, methode et applications. *Notes et Mémoires de la Compagnie Française des Pétroles*, n° 12, Paris, 1975, p. 230.
- Le Ribault, L. L'Exoscopie des Quartz. Editions Masson, Paris, 1977, p. 200.
- Le Roux, J. y Jackson, M.L. Scanning electron microscopy of quartz in Precambrian cherts and dolomites from southern Africa. *Clays and Clay Minerals*, 1978, **26**:160-168.
- Leneuf, N. Observations stéréoscopiques sur les figures de corrosion du quartz dans certaines formations superficielles. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, 1973, **11**:43-51.
- Lidstrom, L. Surface and bond-forming properties of quartz and silicate minerals and their application in mineral processing techniques. *Acta Polytechnica Scandinavica-Chemistry Including Metallurgy Series*, 1968, **75**:1-50.

- Lillo, F.J. Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. ITGE, Madrid, 1980.
- Ling, Z.C., Wang, A. y Jolliff, B.L. Mineralogy and geochemistry of four lunar soils by laser-Raman study. *Icarus*, 2011, **211**(1):101-113.
- Little, I.P., Armitage, T.M. y Gilkes, R.J. Weathering of quartz in dune sands under subtropical conditions in eastern Australia. *Geoderma*, 1978, **20**:225-237.
- Loughnan, F.C. Chemical weathering of the silicate minerals. Elsevier, New York, 1969, p. 154.
- Lucci, F. y Casa, G. Surface textures of desert quartz grains: a new attempt to explain the origin of desert frosting. *Giornale di Geologia, Series 2*, 1968, **36**:751-776.
- Luff, B.J. y Townsend, P.D. Cathodoluminescence of synthetic quartz. *Journal of Physics: Condensed Matter*, 1990, **2**(40):8089-8097.
- Lundqvist, J. Deep-weathering in Sweden. *Fennia*, 1985, **163**:287-232.
- Lupiani, E. y Soria, J.M. Mapa geológico, escala 1:50.000, de la Hoja 1009 de Granada. I.T.G.E., 1985.
- Mackenzie, F.T. y Gees., R. Quartz: synthesis at earth-surface conditions. *Science*, 1971, **173**:533-535.
- Mahaney, W.C. Ice on the Equator. Wm Caxton Ltd, Ellison Bay, Wisconsin, U.S.A, 1990, p. 386.
- Mahaney, W.C. Weathering and geochronology of a Quaternary paleosol sequence in lower Teleki Valley, Mont Kenya. *Catena*, 1992, **19**:99-118.
- Mahaney, W.C. Atlas of sand grain surface textures and applications. Oxford University Press, Oxford, U.K., 2002, p.237.
- Mahaney, W.C. y Hancock, R.G.V. Late quaternary stratigraphy and geochemistry of the R47 section, Rouge River Basin, south-central Ontario, Canada: Correlation with Scarborough Bluffs. *Journal of Quaternary Science*, 1993, **8**(2):167-178.

- Mahaney, W.C., Barendregt, R.W. y Vortisch, W. Relative age of loess and till in two Quaternary paleosols in Gorges valley, Mount Kenya, East Africa. *Journal of Quaternary Science*, 1997, **12**(1):61-72.
- Mahaney, W.C., Vaikmae, R. y Vares, K. Scanning electron microscopy of quartz grains in supraglacial debris, Adishy Glacier, Caucasus Mountains, U.S.S.R. *Boreas*, 1991, **20**:395-404.
- Marcelino, V. y Stoops., G. A weathering score for study soil materials based on the intensity of etching of quartz grains. *European Journal of Soil Science*, 1996, **47**:7-12.
- Marcelino, V., Mussche, G. y Stoops, G. Surface morphology of quartz grains from tropical soils and its significance for assessing soil weathering. *European Journal of Soil Science*, 1999, **50**:1-8.
- Marchand, D.E. Chemical weathering, soil development and geochemical fractionation in a part of the White Mountains, Mono and Inyo Countries, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1974, **352-J**:379-424.
- Margolis, S.V. y Kennett, J.P. Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in subantarctica deep-sea cores. *American Journal of Science*, 1971, **270**:1-36.
- Margolis, S.V. y Krinsley, D.H. Submicroscopic frosting on eolian and subaqueous quartz sand grains. *Geological Society of America Bulletin*, 1971, **82**:3395-3406.
- Margolis, S.V. y Krinsley, D.H. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *American Journal of Science*, 1974, **274**:449-464.
- Márquez, R., Martín-García, J.M. y Delgado, R. El cuarzo de la fracción arena fina ligera de un Typic Calcixeroll de Sierra Elvira (Granada). *XXV Reunión Nacional de la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo*, Almería, 2005, pp.65.
- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G. y Delgado, R. Rasgos de disolución en granos de cuarzo en suelos, observados con SEM. *XXII Reunión Bienal de la SME*, Granada, 2005.

- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G. y Delgado, R. Evolución del cuarzo en un Haplic Palexeralf de la Formación Alhambra (Granada, España). *IIC/ICS*, Huelva, 2006, pp. 208.
- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G. y Delgado, R. La catodoluminiscencia como una técnica de estudio de la poligénesis en granos de cuarzo de suelos. *XXVII Reunión Nacional de Suelos de la SECS*, Huesca, 2009a.
- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G., Bech, J. y Delgado, R. Genesis of the quartz in Spanish Mediterranean soils. An advance. *19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World*, Brisbane, Australia, 2010a.
- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G., Bech, J. y Delgado, R. Is altered the quartz mineral in Mollisols and Inceptisols from the province of Granada, Spain? *International Conference 100 years Bulgarian Soil Science*, Bulgaria, 2011, pp. 67-70.
- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G., Calero, J. y Delgado, R. El mineral cuarzo en Xeric Dystrocryepts de Sierra Nevada (Granada). *XXVI Reunión de la Sociedad Española de la Ciencia del Suelo*, Durango, 2007a, pp.27.
- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G., Calero, J. y Delgado, R. Elementos traza en granos de cuarzo de Dystrocryept y Haploxeralf de Sierra Nevada (Granada, España). *XXIII Reunión Bienal de la Sociedad de Microscopía de España*, Bilbao, 2007b, pp. 145-146.
- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G., Párraga, J. y Delgado, R. Cuarzo de origen eólico en suelos mediterráneos. *IV Congreso Ibérico de la Ciencia del Suelo*, Granada, 2010b, pp. 367.
- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G., Pérez-Lomas, A.L. y Delgado, R. SEM-IA of morphotypes of quartz grains in mediterranean soils. *XXIV Congress of the Spanish Microscopy Society y XLIV Annual Meeting of the Portuguese Society for Microscopy*, Segovia, 2009b, pp. 317-318.
- Márquez, R., Martín-García, J.M., Delgado, G., Párraga, J., Calero, J. y Delgado, R. Estudio morfoscópico y microanalítico del cuarzo de suelos mediterráneos. *I Congresso Ibérico da Ciência do Solo*, Bragança, Portugal, 2004, pp. 254.

- Martín, J.M. Las dolomías de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1980.
- Martín, J.M. Geología e historia del oro de Granada. *Boletín Geológico y Minero*, 2000, **111**(2-3):47-60.
- Martín, J.M. y Braga, J.C. Alpujárride carbonate deposits (Southern Spain). Marine sedimentation in a Triassic Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1987, **59**:243-260.
- Martín, J.M., Ortega-Huertas, M. y Torres-Ruiz, J. Genesis and evolution of strontium deposits of the Granada Basin (southeastern Spain): evidence of diagenetic replacement of a stromatolite belt. *Sedimentary Geology*, 1984, **39**:281-298.
- Martín-Algarra, A. Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1987.
- Martín-Algarra, A., Alonso Chaves, F.M., Andreo, B., Balanyá, A., Estévez, F., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., López-Garrido, A.C., Martín Martín, M., O'Dogherty, L., Orozco, M., Rodríguez-Carreño, R., Ruiz-Cruz, M.D., Sánchez-Navas A. y Sanz de Galdeano, C. Complejo Maláguide. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 2004, pp. 401-409.
- Martín-García, J.M. La génesis de Suelos Rojos en el macizo de Sierra Nevada. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1994.
- Martín-García, J.M., Aranda, V., Gámiz, E., Bech, J. y Delgado, R. Are Mediterranean mountains Entisols weakly developed? The case of Orthents from Sierra Nevada (Southern Spain). *Geoderma*, 2004, **118**:115-131.
- Martín-García, J.M., Delgado, G., Párraga, J.F., Bech, J. y Delgado, R. Mineral formation in micaceous Mediterranean Red soils of Sierra Nevada, Granada, Spain. *European Journal of Soil Science*, 1998, **49**:253-268.
- Martín-García, J.M., Delgado, G., Párraga, J.F., Gámiz, E. y Delgado, R. Chemical, mineralogical and (micro)morphological study of coarse fragments in Mediterranean Red Soils. *Geoderma*, 1999, **90**:23-47.

- Martín-García, J.M., Delgado, G., Sánchez Marañón, M., Párraga, J.F. y Delgado, R. Nature of dioctahedral micas in Spanish red soil. *Clay Minerals*, 1997, **32**:107-121.
- Martín-García, J.M, Delgado, R., Delgado, G., Márquez, R., Calero, J., Aranda, V., Sánchez-Marañón, M. y Abad, I. Elementos traza en el cuarzo de la arena fina de Orthents de Sierra Nevada (España). *Geogaceta*, 2008, **44**:227-230.
- Martínez Martínez, J.J. Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1986.
- Martínez Parras, J.M. y Ruiz Jiménez, L. Sierra Nevada: flora, vegetación y actividad humana. Agencia de medio Ambiente, Junta de Andalucía, Granada, 1986, p. 46.
- Martín Patino, M.T., Casas Sainz de Aja, J. y Medina, J.A. Estudio de la textura superficial de granos de cuarzo procedentes de granito por medio del microscopio electrónico de barrido. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1979, **XXXVIII**(11-12):2047-2054.
- Marzolf, J.E. Sand-grain frosting and quartz overgrowth examined by scanning electron microscopy: the Navajo sandstone (Jurassic (?)), Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1976, **46**(4):906-912.
- Maschmeyer, D. y Lehmann, G. A trapped-hole centre causing rose coloration of natural quartz. *Zeitschrift für Kristallographie*, 1983, **16**(3-4):181-196.
- Mazzullo, J., Alexander, A., Tieh, T. y Menglin, D. The effects of wind transport on the shapes of quartz silt grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1992, **62**(6):961-971.
- McTainsh, G. Dersert loess in northern Nigeria. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF*, 1987, **31**:145-165.
- Mella, W. y Mermut, A.R. Genesis and mineralogy of soils formed on uplifted coral reef in West Timor, Indonesia. *Geoderma*, 2010, **154**(3-4):544-553.
- Menéndez, I., Díaz-Hernández, J.L., Mangas, J., Alonso, I. y Sánchez-Soto, P.J. Airborne dust accumulation and soil development in the North-East sector of Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Journal of Arid Environments*, 2007, **71**(1):57-81.

- Menéndez Amor, J. y Florschütz, F. Results of the preliminary palynological investigation of samples from a 50 M boring in southern Spain. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, sección Geológica*, 1964, **62**:251-255.
- Messerli, B. Beitrige zur geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien). Juris Verlag, Zurich, 1965.
- Mikesell, L.R., Schaetzl, R.J. y Velbel, M.A. Hornblende etching and quartz/feldspar ratios as weathering and soil development indicators in some Michigan soils. *Quaternary Research*, 2004, **62**:162-171.
- Milliken, K.L. Cathodoluminescent textures and the origin of quartz silt in Oligocene mudrocks, South Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, **A64**(3):567-571.
- Minervin, A.V. Modelling of the conditions of formation of coarse dust particles of loess rocks. *Inzhenernaya Geologiya.*, 1980, **1**:51-60.
- Minervin, A.V. Cryogenic processes in loess formation in Central Asia. En: A.A. Velichko (ed.), *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, Longman, London, 1984, pp. 133-140.
- Molén, M. SEM-microtextures: attempting to solve the problems of the origin of diamictons and diamictites. MSc Thesis, York University, 1992.
- Molina, J.M. y Vera, J.A. Resedimented carbonate and volcanic rocks in the Berriasian-Hauterivian of the Subbetic (Alamedilla, Betic Cordillera, southern Spain). *Cretaceous Research*, 2008, **29**:781-789.
- Molina, J.M., O'Dogherty, L., Sandoval, J. y Vera, J.A. Jurassic radiolarites in a Tethyan continental margin (Subbetic, Southern Spain): Palaeobathymetric and biostratigraphic considerations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, **150**:309-330.
- Monecke, T., Kempe, U. y Götze, J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, **202**:709-724.
- Morey, G.W., Fournier, R.O. y Rowe, J.J. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25° to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1962, **26**:1029-1043.



- Morgan, R.M., Wiltshire, P., Parker, A. y Bull, P.A. The role of forensic geoscience in wildlife crime detection. *Forensic Science International*, 2006, **162**(1-3):152-162.
- Morgan, R.M., Robertson, J., Lennard, C., Hubbard, K. y Bull, P.A. Quartz grain surface textures of soils and sediments from Canberra, Australia: A forensic reconstruction tool. *Australian Journal of Forensic Sciences*, 2010, **42**(3):169-179.
- Morris, R.C. y Fletcher, A.B. Increased solubility of quartz following ferrous-ferric iron reactions. *Nature*, 1987, **330**:558-561.
- Moss, A.J. Origin, shaping and significance of quartz sand grains. *Journal of the Geological Society of Australia*, 1966, **13**(1):97-136.
- Moss, A.J. y Green, P. Sand and silt grains: predetermination of their formation and properties by micro fractures in quartz. *Journal of the Geological Society of Australia*, 1975, **22**(4):485-495.
- Mota, J.C.A., Assis, R.N., Amaro, J., Romero, R.E., Ocian, F., Mota, B. y Libardi, P.L. Mineralogical attributes of three soils under melon cultivation in the Apodi Tableland, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, 2007, **31**(3):445-454.
- Muggler, C.C., Buurman, P. y Van Doesburg, J.D.J. Weathering trends and parent material characteristics of polygenetic oxisols from Minas Gerais, Brazil: I. Mineralogy. *Geoderma*, 2007, **138**(1-2):39-48.
- Muhs, D.R. A soil chronosequence on quaternary marine terraces, San Clemente Island, California. *Geoderma*, 1982, **28**:257-283.
- Muhs, D.R., Budahn, J. Skipp, G., Prospero, J.M., Patterson, D. y Bettis, E.A. Geochemical and mineralogical evidence for Sahara and Sahel dust additions to Quaternary soils on Lanzarote, eastern Canary Islands, Spain. *Terra Nova*, 2010, **22**(6):399-410.
- Muhs, D.R., Budahn, J., Reheis, M., Beann, J., Skipp, G. y Fisher, E. Airborne dust transport to the eastern Pacific Ocean off southern California: Evidence from San Clemente Island. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2007, **112**(D13203):1-17.

- Müller, A., René, M., Behr, H.J. y Kronz, A. Trace elements and cathodoluminescence of igneous quartz in topaz granites from the hub stock (Slavkouský Les Mts., Czech Republic). *Mineralogy and Petrology*, 2003a, **79**:167-191.
- Müller, A., Wiedenbeck, M., Van den Kerkhof, A.M., Kronz, A. y Simon, K. Trace elements in quartz-a combined electron microprobe, secondary ion mass spectrometry, laser-ablation ICP-MS, and cathodoluminescence study. *European Journal of Mineralogy*, 2003b, **15**(4):747-763.
- Muller, S., Totsche, K.U. y Kogel-Knabner, I. Sorption of polycyclic aromatic hydrocarbons to mineral surfaces. *European Journal of Soil Science*, 2007, **58**(4):918-931.
- Munsell Color Company. Inc. Munsell soil color charts. Baltimore, USA, 1990.
- Murata, K.J. y Norman, I.M.B. An index of crystallinity for quartz. *American Journal of Science*, 1976, **276**:1120-1130.
- Nahon, D. y Trompette, R. Origin of siltstones: glacial grinding vs. weathering. *Sedimentology*, 1982, **29**:25-35.
- Navarrete, I.A., Asio, V.B., Jahn, R. y Tsutsuki, K. Characteristics and genesis of two strongly weathered soils in Samar, Philippines. *Australian Journal of Soil Research*, 2007, **45**(3):153-163.
- Nesbitt, H.W. y Markovics, G. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogénesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, **61**:1653-1670.
- Neuser, R.D., Richter, D.K. y Vollbrecht, A. Natural quartz with brown-violet cathodoluminescence-genetic aspects evident from spectral analysis. *Zentralblatt für Geologie und Palaontologie. Teil 1*, 1989, **718**:919-930.
- Newsome, D. y Ladd, P. The use of quartz grain microtextures in the study of the origin of sand terrains in Western Australia. *Catena*, 1999, **35**:1-17.
- Nijhuis, M.J. Plurifacial alpine metamorphism in the South-Eastern Sierra de los Filabres, South of Lubrin SE Spain. Tesis Doctoral, University of Amsterdam, 1964.

- Niskanen, E. Reduction of orientation effects in the quantitative X-ray diffraction analysis of kaolin minerals. *American Mineralogist*, 1964, **49**:705-714.
- O'Dogherty, L., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Sandoval, J. y Vera, J.A. La Formación Radiolarítica Jarropa: definición y significado en el Jurásico Subbético (Cordillera Bética). *Estudios geológicos*, 1997, **53**:145-157.
- Ohtsubo, M., Yoshimura, A., Wada, S.I. y Yong, R.N. Particle interaction and rheology of illite-iron oxide complexes. *Clays and Clay Minerals*, 1991, **39**:347-354.
- Page, A.L., Miller, R.H. y Keeney, D.R. Methods of soil análisis. Part 2.- Chemical and microbiological properties. American Society of Agronomy, Inc. Soil Science Society of America, Inc. Publisher, Madison, Wisconsin USA, 1982.
- Parahyba, R.D.V., dos Santos, M.C. y Neto, F.C.R. Quantitative evolution of planosols from the agreste region of pernambuco state, Brazil. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, 2009, **33**(4):991-999.
- Parra, M.A., Torrent, J., Barrios, J. y Montealegre, L. Balances mineralógicos y texturales en la formación de suelos de toposecuencias típicas de la parte central del valle de los Pedroches (Córdoba). *Anales de Edafología y Agrobiología*, 1982, **41**:945-954.
- Pateiro-Moure, M., Bermúdez-Couso, A., Fernández-Calvino, D., Arias-Estévez, M., Rial-Otero, R. y Simal-Gándara, J. Paraquat and diquat sorption on iron oxide coated quartz particles and the effect of phosphates. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 2010, **55**(8):2668-2672.
- Pérez Pujalte, A., Prieto, P., Espinosa, E. y Esteban, E. Mapa de suelos y vegetación de la provincia de Granada, escala 1:200.000. C.S.I.C. Estación Experimental del Zaidín. Granada, 1980.
- Pérez Rayo, F., Párraga Martínez, J., Miró Jodral, M., Delgado Calvo-Flores, G., Jiménez Martín, J. y Delgado Calvo-Flores, R. Algunos aspectos de las relaciones fito-edáficas de los ecosistemas de Sierra Elvira (Granada) I: Zonales: encinares, coscojares, piornales y pastizales vivaces. *Ars Pharmaceutica*, 1987a, **XXVIII**(3):32.
- Pérez Rayo, F., Párraga Martínez, J., Miró Jodral, M., Delgado Calvo-Flores, G., Jiménez Martín, J. y Delgado Calvo-Flores, R. Algunos aspectos de las relaciones fito-edáficas de los ecosistemas de Sierra Elvira (Granada) II: Zonales: matorrales,

tomillares y pastizales terofíticos. Intrazonales y Azonales: rupícolas, higrófilos y ruderales nitrófilos. *Ars Pharmaceutica*, 1987b, **XXVIII**(3):33.

Pérez-Sirvent, C., Martínez-Sánchez, M.J., García-Lorenzo, M.L., Molina, J., Tudela, M.L., Mantilla, W. y Bech, J. Selenium content in soils from Murcia Region (SE, Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 2010, **107**(2):100-109.

Perny, B., Eberhardt, P., Ramseyer, K., Mullis, J. y Pankrath, R. Microdistribution of Al, Li and Na in  $\alpha$ -quartz: possible causes and correlation with short-lived cathodoluminescence. *American Mineralogist*, 1992, **77**:534-544.

Peterson, J.W., O'Meara, T.A. y Seymour, M.D. Experimental investigation of cephalopod adsorption to quartz filter sands and dune sands. *Hydrogeology Journal*, 2008, **16**(5):879-892.

Pettijohn, F.J. *Sedimentary Rocks*, 3rd edition. Harper and Row, New York, 1973, p. 628.

Pires, A.C.D., Meio, V.D., Lima, V.C. y Motta, A.C.V. Major soil classes of the metropolitan Region of Curitiba (PR), Brazil: I-Mineralogical characterization of the sand, silt and clay fractions. *Brazilian Archives of Biology and Technology*, 2007, **50**(2):169-181.

Porter, J. Electron microscopy of sand surface textures. *Journal of Sedimentary Research*, 1962, **32**:124-135.

Powers, M.C. A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 1953, **23**:117-119.

Prakongkep, N., Suddhiprakarn, A., Kheoruenromne, I. y Gilkes, R.J. SEM image analysis for characterization of sand grains in Thai paddy soils. *Geoderma*, 2010, **156**(1-2):20-31.

Prudencio, M.I., Dias, M.I., Ruiz, F., Waerenborgh, J.C., Duplay, J., Marques, R., Franco, D., Ben Ahmed, R., Gouveia, M.A. y Abad, M. Soils in the semi-arid area of the El Melah Lagoon (NE Tunisia)-Variability associated with a closing evolution. *Catena*, 2010, **80**(1):9-22.

Puga, E. Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1976.

- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Fontboté, J.M. Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona Bética. *Estudios Geológicos*, 1974, **30**:543-548.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Nieto, J.M. Tectonostratigraphic subdivision and petrological characterisation of the deepest complexes of the Betic Zone: A review. *Geodinámica Acta*, 2002, **15**:23-43.
- Pye, K. Formation of quartz silt during humid tropical weathering of dune sands. *Sedimentary Geology*, 1983, **34**:267-282.
- Pye, K. Loess. *Progress in Physical Geography*, 1984, **8**:176-217.
- Pye, K. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London, 1987, p. 334.
- Pye, K. Processes of fine particle formation, dust source regions, and climatic changes in Paleoclimatology and Paleometeorology. En: M. Leinen y M. Sarntheim (eds.), *Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1989, pp. 3-30
- Pye, K. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*, 1995, **14**:653-667.
- Pye, K. y Mazullo, J. Effects of tropical weathering on quartz grain shape: an example from Northeastern Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, **A64**(3):500-507.
- Pye, K. y Paine, A.D.M. Nature and source of aeolian deposits near the summit of Ben Arkle, North West Scotland. *Geologie en Mijnbouw*, 1984, **63**:13-17.
- Pye, K. y Sperling, C.H.B. Experimental investigation of silt formation by static bruakage processes: the effect of temperature, moisture and salt on quartz dune sand and granitic regolith. *Sedimentology*, 1983, **30**:49-62.
- IX Reunión Nacional de Suelos. Itinerarios de Campo. Granada, 1980.
- Ramseyer, K. y Mullis, J. Factors influencing short-lived blue cathodoluminescence of □-quartz. *American Mineralogist*, 1990, **75**:791-800.

- Ramseyer, K., Baumann, J., Matter, A. y Mullis, J. Cathodoluminescence colours of  $\alpha$ -quartz. *Mineralogical Magazine*, 1988, **52**:669-477.
- Raya, J. Génesis de algunos suelos de Sierra Nevada en relación con la altura, el clima y la vegetación. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1959.
- Reilly, T.J., Fishman, N.S. y Baehr, A.L. Effect of Grain-Coating Mineralogy on Nitrate and Sulfate Storage in the Unsaturated Zone. *Vadose Zone Journal*, 2009, **8**(1):75-85.
- Remond, G., Cesbron, F., Chapoulié, R., Ohnenstetter, D., Roukues-Carmes, C. y Schvoerer, M. Cathodoluminescence applied to the microcharacterization of mineral materials: a present status in experimentation and interpretation. *Scanning Microscopy*, 1992, **6**(1):23-68.
- Richter, D.K., Götze, Th., Götze, J. y Neuser, R.D. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, 2003, **79**:127-166.
- Riezebos, P.A. y Van der Waals, L. Silt-sized quartz particles: a proposed source. *Sedimentary Geology*, 1974, **12**:279-285.
- Rimstidt, J.D. Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, **61**(13):2553-2558.
- Rivas Martínez, S. Memoria y mapa de las series de vegetación de España, escala 1:400.000. Publicaciones I.C.O.N.A., Madrid, 1987.
- Roslan, I., Shamshuddin, J., Fauziah, C.I. y Anuar, A.R. Occurrence and properties of soils on sandy beach ridges in the Kelantan-Terengganu Plains, Peninsular Malaysia. *Catena*, 2010, **83**(1):55-63.
- Ruffini, R., Borghi, A., Cossio, R., Olmi, F. y Vaggelli, G. Volcanic quartz growth zoning identified by cathodoluminescence and EPMA studies. *Mikrochimica Acta*, 2002, **139**:151-158.
- Ruhe, R.V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Science*, 1956, **82**:441-445.
- Ruiz-Ortiz, P.A. Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril, provincia de Granada, y Jaén). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1980.

- Ruiz-Ortiz, P.A. Sedimentación turbidítica en el cretácico de las Unidades Intermedias, Zonas externas de las Cordilleras Béticas. *Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid (PICG)*, 1981, **2**:261-279.
- Sánchez-Marañón, M. Los suelos del macizo de Sierra Nevada. Evaluación de su capacidad de uso. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1992.
- Sanz de Galdeano, C. Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, 1973.
- Sanz de Galdeano, C. La Zona Interna Bético-Rifeña. *Monografías Tierras del Sur*, Universidad de Granada, 1997, p. 316.
- Sanz de Galdeano, C., Andreo, B., García-Tortosa, F.J. y López-Garrido, A.C. The Triassic palaeogeographic transition between Alpujarride and Malaguide Complexes, Betic-Rif Internal Zones (S Spain, N Morocco) *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, **167**:157-173.
- Sayin, M. y Jackson., M.L. Scanning electron microscopy of cherts in relation to the oxygen isotopic variation of soil quartz. *Clays and Clay Mineral*, 1973, **23**:365-368.
- Scarciglia, F., Pulice, I., Robustelli, G. y Vecchio, G. Soil chronosequences on Quaternary marine terraces along the northwestern coast of Calabria (Southern Italy). *Quaternary International*, 2006, **156-157**:133-155.
- Schneider, H.E. Problems of quartz grain morphoscopy. *Sedimentology*, 1970, **14**(3-4):325-335.
- Schultz, L.G. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, Serie 391-C, 1964, pp.1-31.
- Schwertmann, U. y Taylor, R.M. Iron Oxides. En: J.B. Dixon y S.B. Weed (eds.), *Minerals in Soil Environments*, Soil Science Society of America Book Series nº 1, Madison, 1989, pp. 379-438.
- Selected Powder Dffraction Data for Minerals. *Joint Committee of Powder Diffraction Standards*, Swarthmore, Pennsylvania, 1974.

- Setlow, L.W. y Karpovich, R.P. "Glacial" micro-textures on quartz and heavy mineral sand grains from the littoral environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1972, **42**(4):864-875.
- Seyedolali, A., Krinsley, D.H., Boggs Jr, S., O'Hara, P.F., Dypvik, H. y Goles, G.G. Provenance interpretation of quartz by scanning electron microscope-cathodoluminescence fabric analysis. *Geology*, 1997, **25**(9):787-790.
- Sgouras, I.D., Tsadilas, C.A., Barbayiannis, N. y Danalatos, N. Physicochemical and mineralogical properties of red Mediterranean soils from Greece. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 2007, **38**(5-6):695-711.
- Shao, P.H., Shea, K.S., Wang, M.K., Shau, Y.H., Chiang, K.Y. y Tsao, T.M. Red soils developed from Quaternary deposits on the Linkuo terrace, northern Taiwan. *Clay Minerals*, 2010, **45**(3):371-382.
- Shaw, J.N., Hajek, B.F. y Beck, J.M. Highly weathered mineralogy of select soils from Southeastern US Coastal Plain and Piedmont landscapes. *Geoderma*, 2010, **154**(3-4):447-456.
- Siever, R. Silica solubility, 0°-200°C, and the diagenesis of siliceous sediments. *The Journal of Geology*, 1962, **70**(2):127-150.
- Simón, M., García, I., Asensio, C., Martín, F. e Iriarte, A. Mapa de suelos, escala 1:100000, de la hoja 1009 de Granada. Proyecto LUCDEME, ICONA, Madrid, 1995.
- Singh, S., Parkash, B. y Awasthi, A.K. Origin of red color of the Lower Siwalik palaeosols: A micromorphological approach. *Journal of Mountain Science*, 2009, **6**(2):147-154.
- Smalley, I.J. Formation of quartz sand. *Nature*, 1966, **211**:476-479.
- Smalley, I.J. 'In-situ' theories of loess formation and the significance of the calcium carbonate content of loess. *Earth-Science Reviews*, 1971, **7**(2):67-85.
- Smalley, I.J. Possible formation mechanism for the modal coarse-silt quartz particles in loess deposits. *Quaternary International*, 1990, **7/8**:23-27.
- Smalley, I.J. y Krinsley, D.H. Loess deposits associated with deserts. *Catena*, 1978, **5**:53-66.



- Smalley, I.J. y Smalley, V. Loess material and loess deposits: formation, distribution and consequences. En: M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt (eds.), *Eolian Sediments and Processes*, Elsevier, Amsterdam, 1983, pp. 51-68.
- Smalley, I.J. y Vita-Finzi, C. The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of 'desert' loess. *Journal of Sedimentary Research*, 1968, **38**(3):766-774.
- Smalley, I.J., Krinsley, D.H., Moon, C.F. y Bentley, S.P. Processes of quartz fracture in nature and the formation of clastic sediments. En: K.E. Easterling (ed.), *Mechanisms of Deformation and Fracture*, Pergamon, Oxford, 1978, pp. 119-127.
- Smalley, I.J., Kumar, R., O'Hara Dhand, K., Jefferson, I.F. y Evans, R.D. The formation of silt material for terrestrial sediments: Particularly loess and dust. *Sedimentary Geology*, 2005, **179**:321-328.
- Smith, B.J. Weathering processes and forms. En: A.D. Abrahams y A.J. Parsons (eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, London, 1994, pp. 51-62.
- Smith, B.J. y McAlister, J.J. Tertiary weathering environments and products in northeast Ireland. En: V. Gardiner (ed.), *International Geomorphology*, Wiley, Chichester, 1987, pp. 1007-1031.
- Smith, B.J., Wright, J.S. y Whalley, W.B. Sources of non-glacial, loess-size quartz silt and the origins of "desert loess". *Earth-Science Reviews*, 2002, **59**:1-26.
- Smith, J.V. y Steele, I.M. Chemical substitution in silica polymorphs. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen*, 1984, **3**:137-144.
- Soil Survey Staff. Keys to soil taxonomy. Eleventh Edition. *United States Department of Agriculture*, 2010.
- Sokolova, T.A., Zaidel'man, F.R. y Ginzburg, T.M. Clay minerals in chernozem-like soils of mesodepressions in the northern forest-steppe of European Russia. *Eurasian Soil Science*, 2010, **43**(1):76-84.
- Soller, D.R. y Owens, J.P. The use of mineralogic techniques as relative age indicators for weathering profiles on the Atlantic Coastal Plain, USA. *Geoderma*, 1991, **51**:111-131.

- Soria Mingorance, F.J. y Soria, J.M. Depósitos de glaciares rocosos en Sierra Nevada (Granada). *Acta Geológica Hispánica*, 1987, **22**:123-129.
- Soria Mingorance, F.J., Soria, J.M. y Ruiz, J.L. El modelado glacial de las vertientes meridionales de Sierra Nevada (Granada). *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, 1985, **1**:153-163.
- Soutendam, C.J.A. Some methods to study surface textures of sand grains. *Sedimentology*, 1967, **8**:281-290.
- Souza, V.S., Vidal-Torrado, P., Garcia-Gonzalez, M.T., Otero, X.L. y Macias, F. Soil mineralogy of mangrove forests from the state of Sao Paulo, Southeastern Brazil. *Soil Science Society of America Journal*, 2008, **72**(3):848-857.
- Sperling, C.H.B. y Cooke, R.U. Salt weathering in arid environments: experimental investigations of the relative importance of hydration and crystallization processes. I. Theoretical considerations. *Bedford College London Papers in Geography*, 1980a, **8**:1-45.
- Sperling, C.H.B. y Cooke, R.U. Salt weathering in arid environments: experimental investigations of the relative importance of hydration and crystallization processes. II. Laboratory studies. *Bedford College London Papers in Geography*, 1980b, **9**:1-53.
- Starr, M. y Lindroos, A.J. Changes in the rate of release of Ca and Mg and normative mineralogy due to weathering along a 5300-year chronosequence of boreal forest soils. *Geoderma*, 2006, **133**(3-4):269-280.
- Stevenson, F. Humus chemistry: génesis, composition, reactions. Wiley, New York, 1982, p. 442.
- Stone, E.L. Soil and man's use of forest land. En: C.H. Winget (ed.), *Forest soils and forest land management*, Les Presses de L'Universite Laval, Quebec, 1975, pp. 1-9.
- Suttner, L.J. y Leininger, R.K. Comparison of the trace element content of plutonic, volcanic and metamorphic quartz from southwestern Montana. *Bulletin of the Geological Society of America*, 1972, **83**:1855-1862.

- Tanis, E., Hanna, K. y Emmanuel, E. Experimental and modeling studies of sorption of tetracycline onto iron oxides-coated quartz. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*, 2008, **327**(1-3):57-63.
- Tanner, W.F. The zig-zag nature of Type I and Type IV curves. *Journal of Sedimentary Research*, 1958, **28**:372-375.
- Tate, S.E., Greene, R.S.B., Scott, K.M. y McQueen, K.G. Recognition and characterisation of the aeolian component in soils in the Girilambone Region, northwestern New South Wales, Australia. *Catena*, 2007, **69**(2):122-133.
- Torcal Sáinz, L. y Tello Ripa, B. Análisis de sedimentos con microscopio electrónico de barrido: exoscopía del cuarzo y sus aplicaciones a la Geomorfología. *Cuadernos Técnicos de la S.E.G.* 1992.
- Torrent, J. Genesis and Properties of the soils of the mediterranean regions. *Publicazione Università di Napoli Federico II, Napoli*, 1995.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro-Vila, F., Álvarez, F. y Aldaya, F. Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain) *Journal of Structural Geology*, 1992, **14**(2):193-203.
- Twidale, C.R. Granite landforms. Elsevier, Amsterdam, 1982, p. 372.
- Van Lier, J.A., de Bruyn, P.L. y Overbeek, J.T.G. The solubility of quartz. *The Journal of Physical Chemistry*, 1960, **64**:1675-1682.
- Vera, J.A. Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1988, **1**:373-391.
- Vera, J.A. El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2000, **13**(2):345-373.
- Vera, J.A. Evolution of the Southern Iberian Continental Margin. En: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F.R. Robertson y S. Crasquin-Soleau (eds.), *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins*, Memoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 2001, pp. 109-143.

- Vera, J.A. y Martín-Algarra, A. Cordillera Bética y Baleares: divisiones mayores y nomenclatura. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 2004 pp. 348-350.
- Vera, J.A., Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Molina, J.M., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, P.A., Sanz de Galdeano, C. y Vilas, L. Las Zonas externas Béticas y el Paleomargen sudibérico. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 2004, pp. 354-360.
- Vincent, P. Saudi Arabian Loess. *International Conference on Aeolian Research (ICAR-4)*, Oxford University, 1998, p. 85.
- Watt, G.R., Wright, P. Galloway, S. y McLean, C. Cathodoluminescence and trace element zoning in quartz phenocrysts and xenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, **61**(20):4337-4348.
- Waugh, B. A preliminary electron microscope study of the development of authigenic silica in the Penrith Sandstone. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 1965, **35**:59-69.
- Waugh, B. Formation of quartz overgrowths in the Penrith Sandstone as revealed by scanning electron microscopy. *Sedimentology*, 1970, **14**:309-320.
- Weaver, R.M., Jackson, M.L. y Syers, J.K. Magnesium and silicon activities in matrix solutions on montmorillonite-containing soils in relation to clay mineral stability. *Soil Science Society of America Proceedings*, 1971, **35**:823-830.
- Wentworth, C.K. Fundamental limits of the sizes of clastic grains. *Science*, 1933, **77**:633-634.
- Whalley, W.B. An SEM examination of quartz grains from subglacial and associated environments. *Scanning Electron Microscopy*, 1978, **1**:353-360.
- Whalley, W.B., Marshall, J.R. y Smith, B.J. Origin of desert loess from some experimental observations. *Nature*, 1982, **300**:433-435.
- Whalley, W.B., Smith, B.J., McAlister, J.J. y Edwards, A.J. Aeolian abrasion of quartz particles and the production of silt-size fragments: preliminary results. En: L.F. Rostick e I. Reid (eds.), *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Geological Society of London, Special Publication, 1987, **35**:129-138.

- White, A.F., Blum, A.E., Schulz, M.S., Bullen, T.D., Harden, J.W. y Peterson, M.L. Chemical weathering rates of a soil chronosequence on granitic alluvion: I. Quantification of mineralogical and surface area changes and calculation of primary silicate reaction rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, **60**(14):2533-2550.
- White A.F., Schulz, M.S., Vivit, D.V., Blum, A.E., Stonestrom, D.A. y Anderson, S.P. Chemical weathering of a marine terrace chronosequence, Santa Cruz, California I: Interpreting rates and controls based on soil concentration-depth profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008, **72**:36-68.
- White, D.E., Brannock, W.W. y Murata, K.J. Silica in hot-spring waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1956, **10**:27-59.
- White, K.L. Sand grain micromorphology and soil age. *Soil Science Society of America Journal*, 1981, **45**:975-978.
- Williams, D.B y Carter, C.B. Transmission Electron microscopy. A Textbook for Materials Science. Plenum Press, New York, 1996, p. 717.
- Winkler, H.G.F. Petrogénesis de rocas metamórficas. H. Blume Ediciones, Madrid, 1978, p.346.
- Wolt, J.D. Soil solution chemistry: application to environmental science and agriculture. Wiley, New York, 1994, p.345.
- Wright, J.S. Non-glacial origins of loess-sized quartz silt. PhD Thesis, The Queen's University of Belfast, 1993.
- Wright, J.S. Glacial comminution of quartz sand grains and the production of loessic silt: a simulation study. *Quaternary Science Reviews*, 1995, **14**:669-680.
- Wright, J.S. The spalling of overgrowths during experimental freeze-thaw of a quartz sandstone as a mechanism of quartz silt production. *Micron*, 2000, **31**:631-638.
- Wright, J.S. "Desert" loess versus "glacial" loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology*, 2001a, **36**:231-256.

- Wright, J.S. Maling loess-sized quartz silt: data from laboratory simulatios and implications for sediment transport pathways and the formation of "desert" loess deposits associated with the Sahara. *Quaternary International*, 2001b, **76/77**:7-19.
- Wright, J.S. An overview of the role of weathering in the production of quartz silt. *Sedimentary Geology*, 2007, **202**:337-351.
- Wright, J.S. y Smith, B.J. Fluvial comminution and the production of loess-sized quartz silt: a simulation study. *Geografiska Annaler*, 1993, **75A**:23-34.
- Wright, J.S., Smith, B.J. y Whalley, W.B. Mechanisms of loess-sized quartz silt production and their relative effectiveness: laboratory simulations. *Geomorphology*, 1998, **23**:15-34.
- Yaalon, D.H. Saharan dust and desert loess: effect on surrounding soils. *Journal of African Earth Sciences*, 1987, **6**:569-571.
- Yaalon, D.H. Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena*, 1997, **28**:157-169.
- Yaalon, D.H. y Dan, J. Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semi-desert and desert-fringe areas of Israel. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement*, 1974, **20**:91-105.
- Zinkernagel, U. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentary Geology*, 1978, **8**:1-69.

