

Reflectancia espectral en el visible e infrarrojo cercano (400-2500 nm) de distintas litologías en un conjunto ígneo y metamórfico (Salamanca, España): aplicaciones en cartografía geológica.

A. RIAZA, J. ESCUDER, P. VILLAR y S. MARTÍN ALFAGEME
Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas 23, 28003 Madrid

Resumen: En el área del Domo del Tormes afloran rocas graníticas y metamórficas de medio y alto grado en las que se reconoce una compleja secuencia de fases deformativas y metamórficas acompañadas por la intrusión sincinemática de numerosos cuerpos graníticos. En este trabajo se determinan las propiedades espectrales en el visible e infrarrojo cercano de rocas y suelos en el laboratorio, atendiendo no sólo a su litología, sino a su pertenencia a distintas formaciones geológicas y estructuras. Asimismo, se estudia la expresión en el comportamiento espectral en rocas y suelos de la secuencia de acontecimientos geológicos que reflejan no sólo su mineralogía, sino también su textura, y su capacidad discriminadora en cocientes reproducibles en tratamiento digital de imágenes. De este modo, se ha comprobado que existen diferencias espectrales en sedimentos de distintas edades con litologías equivalentes e igual evolución metamórfica. Igualmente, existen diferencias en términos litológicos con distinta evolución durante el metamorfismo regional. Finalmente, la deformación dúctil por cizallamiento en etapas tardías impone diferencias espectrales en rocas con la misma historia. El predominio de moscovita sobre biotita en granitos, migmatitas y ortoneises produce diferencias espectrales en laboratorio. La consideración de la historia geológica en la expresión en imágenes de distintas litologías matiza la definición de propiedades espectrales en rocas, y potencia la capacidad de las imágenes multispectrales registradas desde el espacio como instrumento de trabajo en cartografía geológica.

Palabras clave: teledetección, thematic mapper, visible-infrarrojo cercano, granitos, metamorfismo, zonas de cizalla.

Abstract: Rocks in the mapped area were affected during the hercynian orogeny by a polyphasic deformation simultaneous to metamorphism and magmatism, generating superimposed structures. A late shear zone limits two geological domains with different stratigraphic, metamorphic and magmatic features. Final mineralogical assemblages resulting from a long geological history would be spectrally described through laboratory work, as well as their spectral and geomorphological expression in the imagery. Digital processing on thematic mapper images has been focused on preliminary maximum lithological differentiation through principal component analysis and vegetation masking. Attempts have been made to distinguish intensity of deformation and textural variation on different units through various enhancing techniques. Spectral laboratory measurements have been performed in the visible and near-infrared. Sediments of similar lithologies belonging to different geological units differ spectrally on overall reflectance. Also, alteration produced on different climatological stages on the late tertiary are recognized on certain lithologies, emphasizing their spectral distinction. Textural and compositional changes produced on sediments during metamorphism of high degree result on progression of the spectral features of the rock towards the typical on igneous rocks of equivalent acidity index. Granite is often described lithologically in map legends by their relative biotite and white mica content, texture and grain size. In addition, their lithological composition is framed under chronological criteria attending to stages of intrusion and emplacement mechanisms. Such parameters are followed on laboratory spectra on rocks and soils developed from them. Dominant muscovite over biotite results on enhanced absorptions at 1400 and 2200 nm on rock and soil samples on granite, migmatite, and orthogneis. Imagery and laboratory spectra evaluation have proved that significant spectral differences exist among rocks which would be lithologically similar under criteria absent of geological context. The use of remote sensing to support geological mapping results on a more careful consideration of the spectral behaviour of rocks taking into account their geological history.

Keywords: remote sensing, thematic mapper, VNIR, granite, metamorphism, shear zones.

Riaza, A., Escuder, J., Villar, P. y Martín Alfageme, S., (1994) Reflectancia espectral en el visible e infrarrojo cercano (400-2500 nm) de distintas litologías en un conjunto ígneo y metamórfico (Salamanca): Aplicaciones en cartografía geológica. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 7-20.

La interacción entre energía electromagnética y materia se refleja en una respuesta diversificada que responde a las propiedades espectrales de dicha materia. La energía electromagnética así reflejada o emitida se capta

por distintos sensores embarcados en plataformas elevadas sobre la superficie a detectar y las señales registradas por los mismos se reproducen generalmente en forma de imágenes. La diversidad en valores cuantitativos (número

ros digitales) en las imágenes expresa la diferencia en las propiedades espectrales de la superficie correspondiente. La cartografía de distintas unidades geológicas, o la mayor o menor abundancia de determinados minerales en un área, se realiza combinando métodos de reconocimiento de formas fotogeológicas, de modo estrictamente visual, y el tratamiento digital de imágenes, manipulando cuantitativamente los números digitales.

Tanto rocas como minerales no poseen una composición química y mineralógica invariable, sino que definen conjuntos con tendencias composicionales y texturales comunes. El comportamiento espectral de los mismos es función tanto de su composición, como de la opacidad de sus granos, la forma y tamaño de los mismos, o la geometría de la iluminación del instrumento utilizado. La mayor parte de los estudios de espectroscopía en materiales terrestres se han realizado sobre muestras aisladas de su contexto geológico desde una perspectiva mineralógica o petrológica y sobre distintas fracciones con tamaños de partículas homogéneas provenientes de la molienda de muestras de roca (Hunt y Salisbury, 1970-1976; Hunt et al, 1971-74; Rianza, 1992a). Sin embargo, no es frecuente una evaluación litológica cuidadosa enfocada a la distinción de formaciones cartografiadas según su historia geológica. Este trabajo intenta estudiar el comportamiento espectral de las formaciones geológicas y variaciones internas relacionadas con acontecimientos geológicos en un complejo granítico y metamórfico que ha sufrido distintas etapas de deformación. Este estudio forma parte de las tareas de apoyo con teledetección al Proyecto de Cartografía Geológica a escala 1:50.000 del Instituto Tecnológico Geominero de España.

El área de estudio se encuadra en la meseta septentrional, en la provincia de Salamanca, y está sometida a un clima mediterráneo con veranos secos y calurosos y inviernos fríos. Pertenecen fitográficamente al dominio del encinar (*Quercus ilex*) al que acompaña el desarrollo de un sotobosque acusadamente xerófilo de matorrales como el tomillo (*Thymus* sp.) y el espliego (*Lavándula* sp.). Localmente hay manchas de robles relativamente esparcidos. Amplias áreas muestran modificaciones antrópicas generalizadas en forma de cultivos.

El relieve es suave, en forma de una llanura con una altitud media de 650 m. sobre el nivel del mar. Los desniveles mayores, del orden de 200 a 300 m., se producen por encajamiento de los ríos. Las altitudes mayores, superiores a los 800 m., se deben a las estrechas bandas de cuarcitas de edad paleozoico inferior. Las depresiones terciarias desarrollan una superficie comparativamente más plana, con menor encajamiento de cursos de drenaje, que dibujan una red dendrítica, controlada de una manera más laxa por la red de fracturación. Los materiales de estas formaciones no son objeto de consideración en este trabajo.

Las imágenes registradas desde satélites con sistemas electrónicos consisten en distribuciones bidimensionales de datos numéricos comprendidos entre 0 y 255, que se traducen visualmente en 256 intensidades de gris, desde el negro al blanco respectivamente, simulando una fotografía. Las imágenes Thematic Mapper utilizadas en este trabajo reúnen datos de reflectancia en siete canales, de los que tres corresponden al visible, otros tres al infrarrojo cercano y un séptimo al infrarrojo térmico. Cada uno

de estos canales constituye una capa de datos (Jensen, 1986). La técnica del tratamiento digital de imágenes permite manipular estadística y algebraicamente esta información multiespectral (Condit y Chavez, 1979; Schwengerdt, 1983), y producir nuevas imágenes en las que la composición de color contribuye a resaltar características espectrales de la superficie terrestre, en nuestro caso, granitos diferentes y áreas del Complejo esquistograuváquico afectadas por distintas etapas de metamorfismo regional. Puesto que los datos espectrales de laboratorio se limitan al intervalo entre 400 y 2500 nm, sólo se han tenido en cuenta los canales del visible y el infrarrojo cercano, dejando al margen, por lo tanto, el infrarrojo térmico.

El programa empleado de tratamiento de imágenes de uso público desarrollado por la NASA, está instalado en un microordenador que funciona autónomamente con un sistema operativo UNIX. La resolución espacial del monitor de presentación es de 910 por 1152, y 10 bits de resolución de color, que proporciona 1024 colores distintos escogidos en una paleta de 16.7 millones de colores, con 256 niveles de gris por cañón en 12 planos, de los cuales dos están disponibles para la superposición de gráficos.

Las copias en papel necesarias en gabinete y campo para comparar unas imágenes con otras y servir de marco para otras observaciones se han obtenido fotografiando la pantalla del monitor de presentación con una cámara fotográfica y procedimientos de impresión convencionales. El tratamiento se ha realizado uniformemente en todo el área de estudio en una primera etapa, insistiendo en áreas concretas sugeridas ya por los cartógrafos por su especial dificultad, ya por su interés motivado por la observación de imágenes.

La toma de muestras en distintas formaciones geológicas se ha orientado siguiendo criterios sugeridos por las imágenes, o basados en localidades de interés estrictamente geológico para su estudio espectral. Los satélites registran energía electromagnética reflejada o emitida por la superficie de la tierra, pero el área cubierta por afloramientos rocosos incluso en zonas favorables es escasa en relación a la ofrecida por suelos o material desagregado con mayor o menor espesor. Por ello, es necesario estudiar la respuesta espectral de los suelos desarrollados sobre rocas para poder interpretar con sensatez las imágenes de satélite en términos litológicos. Así, se han examinado un número aproximado de 120 muestras de roca y 260 de suelos. Las muestras de suelos corresponden a regolitas muy próximas a afloramientos para garantizar su relación con la roca correspondiente. Los suelos se han secado por contacto con el aire, y tamizado posteriormente por un tamiz de 2 mm de luz.

Se han tomado medidas espectrales en el laboratorio en el visible y el infrarrojo cercano (400-2200 nm) con dos espectrómetros provistos de esfera integradora que registran reflectancia difusa en relación a un patrón. El espectrofotómetro Beckman UV 5240 tiene una resolución espacial de 1 nm en el visible (400-800 nm), y de 4 nm en el infrarrojo cercano (800-2500 nm), y utiliza un patrón de halon (politetrafluoroetileno). El espectrofotómetro Perkin-Elmer Lambda 8 tiene una resolución espectral de 1 nm en todo el intervalo de longitudes de onda examinado, y emplea un patrón de sílice artificial.

Las características de la superficie de la muestra me-

didada influye en la respuesta espectral registrada por el espectrofotómetro (Riaza, 1992b). Al considerarse las superficies en corte fresco de las rocas como más expresivas de las diferencias espectrales, se han tomado un número de 240 medidas espectrales en superficies en corte fresco de rocas y 260 en suelos. Se han calculado promedios atendiendo a criterios geológicos, siempre entre medidas procedentes del mismo instrumento. Los grupos de medidas espectrales promediados se han seleccionado después de un análisis visual simultáneo de todos los elementos que se comparan, y sólo se han calculado promedios cuando éste análisis visual previo demostraba tendencias claras en las propiedades espectrales observadas.

El color del suelo es una de las propiedades más significativas en teledetección. Por ello, se han clasificado los suelos según las tablas de Munsell (Munsell Color Co., 1950) por un sólo observador bajo una fuente de iluminación constante. Los índices recogidos en estas tablas representan de forma diversa propiedades espectrales de los suelos correspondientes.

Las diferencias en el comportamiento espectral observado en laboratorio han orientado el tratamiento de imágenes encaminado a expresar distintas litologías o es-

tructuras (Hunt y Salisbury, 1978). A las medidas de reflectancia en un espectro continuo obtenidas en laboratorio se han aplicado las funciones de respuesta del sensor thematic mapper en los seis canales considerados en las respectivas longitudes de onda. Los valores numéricos únicos así obtenidos para cada intervalo de longitudes de onda correspondiente a una banda del thematic mapper se han sometido a cocientes para seleccionar las combinaciones de color con más probabilidad de distinguir distintas litologías en imágenes. Sin embargo, la imposibilidad de publicar fotografías en color ha aconsejado insistir en las curvas espectrales tomadas en laboratorio representables en gráficos en blanco y negro, que en la descripción del tratamiento digital y presentación de resultados fotográficos.

Marco geológico

La zona de estudio se sitúa en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico de la Península Ibérica (Julivert et al, 1972) (fig. 1).

Todas las rocas, con la excepción de las cenozoicas, fueron afectadas durante la orogenia hercínica por una

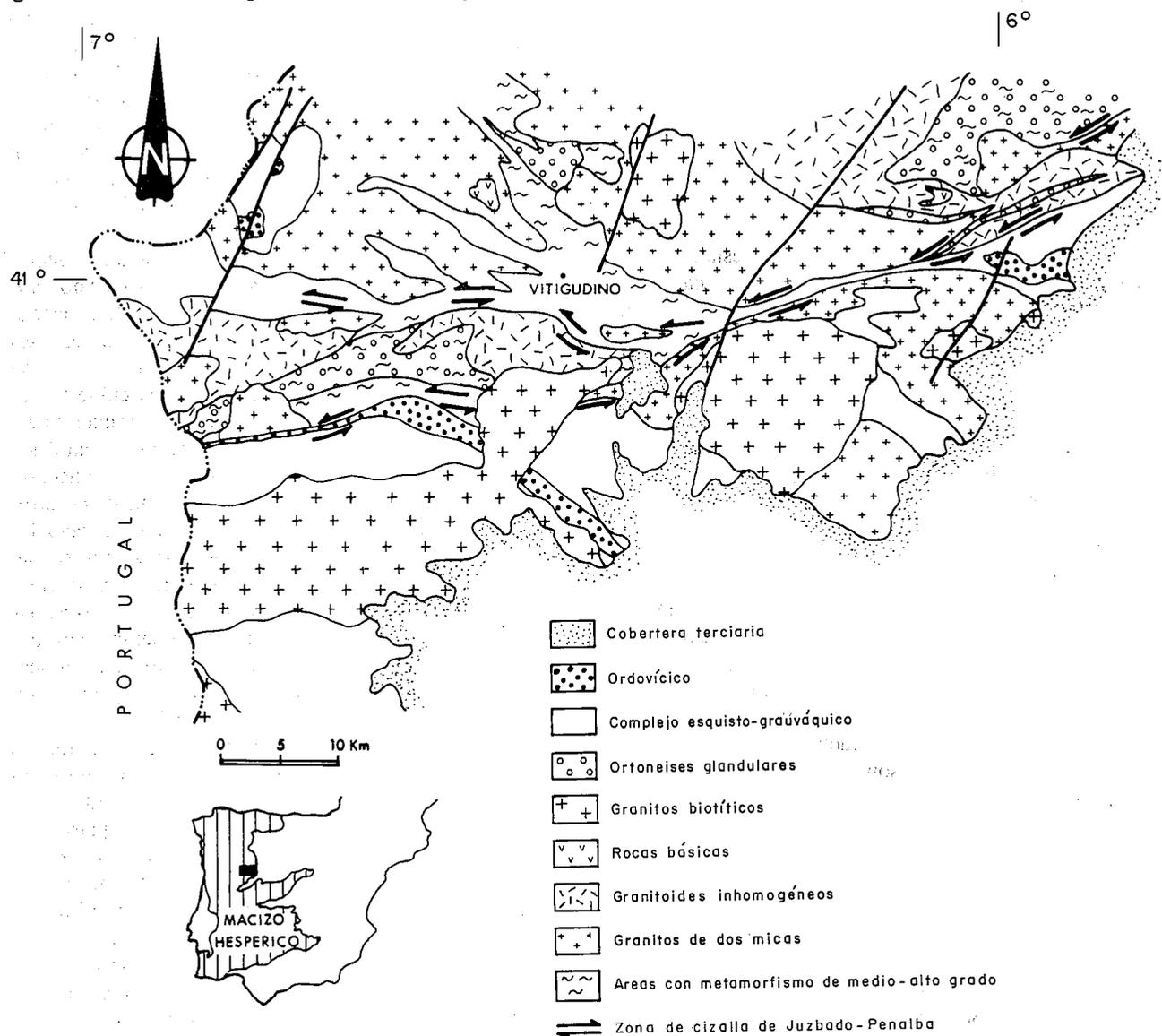


Figura 1.- Mapa geológico del área de estudio.

deformación polifásica, simultánea al metamorfismo y magmatismo que generó la consiguiente superposición de estructuras. A escala regional (Lötze, 1945; Oen Ing Soen, 1970, etc...) se reconoce una discordancia generalizada del Ordovícico sobre su sustrato, que revela la existencia de una deformación prehercínica en la que no se desarrolló ni esquistosidad ni metamorfismo.

La zona se caracteriza por la presencia de un importante accidente tectónico, la Zona de cizalla de Juzbado, (García de Figuerola y Parga, 1968; Iglesias y Ribeiro, 1981) que con dirección ENE-OSO atraviesa todo el basamento de la parte centrooccidental del Macizo Hespérico. El carácter relativamente tardío del accidente y el desplazamiento asociado, de varias decenas de kilómetros (Villar et al, 1992), determinan la existencia de dos dominios geológicos a ambos lados de la zona de cizalla, con características estratigráficas, estructurales, metamórficas y magmáticas diferentes (López Plaza, 1982).

En ambos dominios, con base en las macro y microestructuras, pueden reconocerse un total de cuatro episodios deformativos además del asociado a la Zona de cizalla de Juzbado (fig. 2). Las características de estas fases deformativas son diferentes en cada dominio en cuanto a su grado de desarrollo y penetratividad debido a la yuxtaposición por la zona de cizalla de niveles estructurales distintos. Las estructuras de la primera fase (F_1) se reconocen ampliamente en el dominio meridional, mientras que al norte de la zona de cizalla únicamente son reconocibles en las áreas epizonales. Por el contrario, las estructuras de segunda fase (F_2) están muy desarrolladas en el dominio septentrional, donde afloran los niveles profundos, y sólo se encuentran en los sectores estructuralmente bajos del dominio meridional. Las estructuras de tercera fase (F_3) son prácticamente iguales en ambos dominios, si bien se observa un mayor aplastamiento al norte de la zona de cizalla.

El metamorfismo se caracteriza por una distribución de las isogradas en bandas o cinturones claramente relacionadas con megaestructuras antiformales de tercera fase de geometría cómica y asociadas al plutonismo granítico. La disposición de las isogradas indica además que las estructuras cómicas viene a coincidir con domos térmicos (Ibarguchi y Martínez, 1982; Martínez y Rolet, 1988; Martínez Fernández et al, 1988).

Al igual que en otros sectores de la Zona Centroibérica, se observan relaciones de corte entre isogradas que indican solapamiento entre acontecimientos metamórficos distintos. Las isogradas de granate, estauroilita y, en ocasiones, distena-sillimanita, son las más antiguas y están relacionadas con un acontecimiento progrado de la blastesis hercínica de tipo barroviense (M^1). Estas isogradas son cortadas por la de andalucita, cordierita y sillimanita, más recientes y estrechamente relacionadas con la intrusión de granitos sincinemáticos y caracterizan un acontecimiento metamórfico de altas temperaturas y bajas presiones (M^2). En el núcleo de los domos térmicos, durante M^2 se alcanzan condiciones de la parte superior de la facies anfibolítica con anatexia cortical. Una última etapa de metamorfismo (M^3) está relacionada con la descompresión iniciada al final de M^2 y el enfriamiento, llevando asociada una retrogradación a la parte de menor presión de la facies de esquistos verdes.

El dominio meridional está caracterizado por un me-

tamorfismo sincinemático (M^1) de bajo grado (biotita-clorita) y otro postcinemático (M^2) con andalucita y ausencia casi general de granitos de dos micas. El dominio septentrional se diferencia del anterior en las características del metamorfismo M^2 , que llega a alcanzar un alto grado, con migmatización generalizada en las áreas más profundas. Los granitos de dos micas sincinemáticos dominan el magmatismo del dominio septentrional.

La Zona de cizalla trascorrente senestra de Juzbado-Traguntia-Viana do Castelo es contemporánea o posterior a F_3 y antecede a F_4 , siendo cortada por los granitos tardíos (Villar et al, 1992). Las estructuras magmáticas y metamórficas anteriores se milonitizan, y se desarrollan foliaciones miloníticas subverticales acompañadas de una lineación subhorizontal (Jiménez Ontiveros y Hernández Enrile, 1983).

Tratamiento digital de imágenes

Para extraer posibles diferencias litológicas, se han tratado digitalmente tres imágenes Thematic Mapper del 15 de Julio de 1984 (203-032-2), del 6 de Agosto de 1986 (203-031-4) y del 28 de Agosto de 1985 (202-031-1), momentos en que la vegetación se encontraba en su estado de menor pujanza.

Puesto que el área de estudio es muy extensa y algunos de los módulos del programa de tratamiento de imágenes utilizado están limitados por el número de datos con el que operan, se ha fragmentado la imagen original en distintos sectores, que comprendían geográficamente cada una de las hojas 1:50.000, y una orla circundante para facilitar el seguimiento de rasgos identificados en las imágenes en hojas adyacentes. Aunque se trate de sectores diferentes de la misma imagen, los valores numéricos varían al cubrir una superficie con un conjunto de materiales distintos. Al variar la distribución de valores global, la expresión visual de las mismas rocas en imágenes difiere al encontrarse en un contexto distinto. El tratamiento ha sido, por lo tanto, diverso para cada una de ellas, y los resultados son diferentes para cada de las hojas con tratamientos similares. Esta constatación limita sobremanera la posibilidad de extender tratamientos que en una imagen permiten distinguir cierta litología o rasgo geológico a imágenes de otras áreas y fechas, o incluso, como en este caso, a zonas adyacentes a la estudiada en primer lugar. Los tratamientos que han dado buenos resultados en un área concreta pueden utilizarse como guías, pero no reproducirse miméticamente con la misma garantía de éxito en otras zonas.

La atmósfera interfiere en la captación de energía electromagnética reflejada por la superficie de la Tierra, produciendo fenómenos de absorción y dispersión. Los efectos de dispersión son especialmente notables en los intervalos de longitud de onda del visible, que se traducen en un aumento generalizado de reflectancia difusa y el desplazamiento de los histogramas de números digitales hacia valores más altos. Para minimizar este efecto en los tratamientos cuantitativos, se han aplicado a todas las imágenes correcciones atmosféricas por el procedimiento de sustraer el valor del número digital más bajo en cada banda en las cuatro bandas del visible y del infrarrojo cercano de longitud de onda más corta (Robinave, 1982).

La vegetación proporciona respuestas espectrales muy llamativas, que dominan generalmente cualquier imagen, aunque se trate de zonas en medio semiárido como el área de estudio. Uno de los índices más generalmente aceptados en la comunidad geológica para la delimitación de áreas en que predomina la vegetación es el cociente entre el rojo y el infrarrojo cercano, que en el sensor Thematic Mapper corresponde a las bandas 4 y 3 (Elvidge y Lyon, 1985). Tomando como referencia los valores del cociente 4/3, se contruyeron máscaras que se

mitación de áreas en que predomina la vegetación es el cociente entre el rojo y el infrarrojo cercano, que en el sensor Thematic Mapper corresponde a las bandas 4 y 3 (Elvidge y Lyon, 1985). Tomando como referencia los valores del cociente 4/3, se contruyeron máscaras que se

FASE DE DEFORMACION	ESTRUCTURAS MAYORES	ESTRUCTURAS MENORES	METAMORFISMO	MAGMATISMO
F ₁	Pliegues de magnitud kilométrica con traza axial NO-SE y superficies axiales subverticales	Esquistosidad (S ₁) de plano axial generalizada	M ₁ de tipo Barroviense (clorita-biotita-granate-estaurolita-sillimanita).	
F ₂	Zona de cizalla dúctil subhorizontal de magnitud kilométrica y movimiento de bloque de techo hacia el SE	Foliación milonítica subhorizontal. Lineación de estiramiento NO-SE.	M ₂ de media-alta T y baja P (andalucita-cordierita-sillimanita-FK).	Granitos de dos micas y leucogranitos laminares. Filones aplopegmatíticos.
F ₃	Pliegues de magnitud kilométrica, coaxiales con los de F ₁ . Superficies axiales subverticales o vergentes al NE.	Esquistosidad (S ₃) de crenulación espaciada relacionada con los pliegues	M ₃ Retrogradación general a la parte de baja P de la facies de los esquistos verdes	Granitos inhomogéneos, granitos de dos micas autóctonos y subautóctonos y rocas intermedias subordinadas.
				Granitos de dos micas alóctonos
Zona de Cizalla de Juzbado	Reorientación de estructuras previas. Bandas miloníticas ENE-OSO. Subverticales, de movimiento senestro y de magnitud hectométrica o kilométrica.	Foliación milonítica y filonítica subvertical. Lineación subhorizontal.		
F ₄	Pliegues laxos NS y superficies axiales subverticales	Esquistosidad (S ₄) de crenulación		Granitos briotíticos y de dos micas tardíos.

Figura 2.- Características de las estructuras desarrolladas en el área estudiada y su relación con el metamorfismo y el magmatismo.

han aplicado a otras imágenes para identificar con claridad los rasgos espectrales atribuibles a diferencias en suelos y rocas más o menos limpias.

El examen visual de cualquier composición de color enmascarada dificulta la localización geográfica a los usuarios poco avezados en la observación de imágenes. Por ello, se mantuvo el uso de imágenes enmascaradas en las sesiones de tratamiento para consideraciones de cálculo, pero se prefirió proporcionar a los cartógrafos productos fotográficos en los que la vegetación no estuviera enmascarada.

El análisis de componentes principales sobre bandas corregidas atmosféricamente y con vegetación enmascarada ha permitido seleccionar bandas para composiciones en falso color menos correlacionadas (Taylor, 1974; Merembeck, 1977; Donker y Mulder, 1977; Sheffield, 1985). Las composiciones en color con componentes principales de orden alto recogen más información litológica, obviando variaciones relacionadas con recubrimiento vegetal y uso de suelo, que suelen ser las más representadas estadísticamente. Sin embargo, ofrecen un aspecto visual ruidoso a un usuario no habitual y conviene utilizar una de las componentes de primer orden en las composiciones de color como referencia geográfica.

Las composiciones en falso color son las más cercanas visualmente a una fotografía aérea y la localización geográfica en las mismas es fácil para un usuario acostumbrado a la utilización de mapas topográficos y fotografía aérea. Por ello se han adoptado como primer documento de aproximación para la identificación de distribuciones texturales de color ligadas posiblemente a distintas litologías y la identificación de áreas de referencia para tratamientos posteriores.

El uso de cocientes de bandas es habitual en la detección de diferencias espectrales (Rowan et al, 1976; Hunt y Salisbury, 1978; Rowan y Kahle, 1982). Suele escogerse un numerador que represente valores espectralmente constantes para el objeto escogido, mientras que el denominador está sujeto a variaciones respecto a las características espectrales del mismo. Los cocientes eliminan las variaciones globales de reflectancia y ponen de manifiesto aquellas que obedecen a causas locales (Crippen et al, 1988). De este modo, los efectos topográficos se reducen considerablemente en zonas con relieve abrupto y se favorece la expresión de litologías espectralmente diferentes. Sin embargo, en las zonas bajas cultivadas con relieve homogéneo, donde los cambios litológicos sólo son detectables por sutiles variaciones geomórfológicas, los cocientes las homogeneizan resaltando, por el contrario, diferencias espectrales relacionadas con el uso del suelo.

Propiedades espectrales de formaciones geológicas y estructuras

Metasedimentos epizonales

En este trabajo se tomarán en cuenta únicamente los metasedimentos proterozoicos y paleozoicos y los acontecimientos geológicos desarrollados durante las orogéneas prehercínica y hercínica. Estos metasedimentos están representados por materiales detríticos agrupados en

dos conjuntos separados por una discordancia angular que pone en contacto rocas ordovícicas y preordovícicas.

Rocas preordovícicas. Consisten en una serie de unos 2000 m de potencia de pizarras bandeadas con intercalaciones de areniscas, conglomerados, microconglomerados y cuarcitas, que afloran en anchas bandas de dirección E-O. Las medidas espectrales de laboratorio en estas rocas (Fig. 3) muestran una respuesta espectral similar en todos los términos litológicos de la serie preordovícica en cuanto a reflectancia global. Son curvas relativamente planas con una caída suave hacia el azul, débiles depresiones centradas en 650 y 850 nm, absorciones poco pronunciadas en 1400, 1900, 2200 nm y descenso leve hacia longitudes de onda más largas, con un umbral en 2375 nm. Las areniscas y microconglomerados presentan una caída más acusada hacia el azul en el visible y absorciones más profundas, mientras que las pizarras y cuarcitas recogen respuestas espectrales comparativamente más planas.

Los conglomerados forman cuerpos lenticulares de un espesor de 1-2 m y extensión de varios kilómetros y se expresan en formas suavemente más elevadas detectables en imágenes, dibujando pliegues apretados y produciendo un suelo más cuarcífero. Las medidas espectrales en suelos desarrollados sobre conglomerados muestran una reflectancia global más elevada y una caída hacia el azul más acusada que los suelos en pizarras preordovícicas, debido a su contenido en cuarzo (fig. 3). El color de los suelos en conglomerados según las tablas de Munsell es amarillo pardo (10YR 6/6) en contraste con el pardo claro (7.5YR 6/4) de las pizarras.

Rocas ordovícicas. Los sedimentos considerados de edad ordovícica consisten en cuarcitas que forman bancos de espesor métrico. A techo y muro de estos bancos aparece una serie de alternancias de cuarcitas y pizarras en niveles decimétricos, que puede alcanzar una potencia de 25 m. Encima de los últimos niveles cuarcíticos aparecen pizarras de color gris oscuro, con abundante pirita. Las bandas de cuarcita, aunque estrechas, forman los únicos relieves que destacan en las imágenes, enmarcadas en una llanura extensa relativamente plana con suaves ondulaciones. Puesto que los crestones de cuarcitas ni se cultivan ni son aptos para el pasto, diversos matorrales enraizan libremente en las grietas y proporcionan niveles altos de recubrimiento vegetal en imágenes. En sus laderas aparecen coluviones con cantos de cuarcita. En estas cuarcitas se percibe una alteración roja producida por meteorización en el Terciario superior (Martín Serrano, 1985).

Las pizarras y cuarcitas ordovícicas presentan una reflectancia global mayor en medidas de laboratorio sobre rocas que sus equivalentes de edad preordovícica (fig. 3). La alteración roja que se le asocia se manifiesta en depresiones amplias centradas en 650 y 850 nm por la presencia de material ferruginoso.

Las medidas tomadas en muestras de suelos (fig. 3) siguen las mismas pautas que las de las rocas tanto en reflectancia global como en las absorciones típicas del hierro. Los suelos rojos recogen la reflectancia global más alta de todos los términos litológicos descritos en el área en el intervalo de longitudes de onda del visible. Estos suelos rojos que se forman sobre materiales ordovícicos asociados a cuarcitas se describen como de color amari-

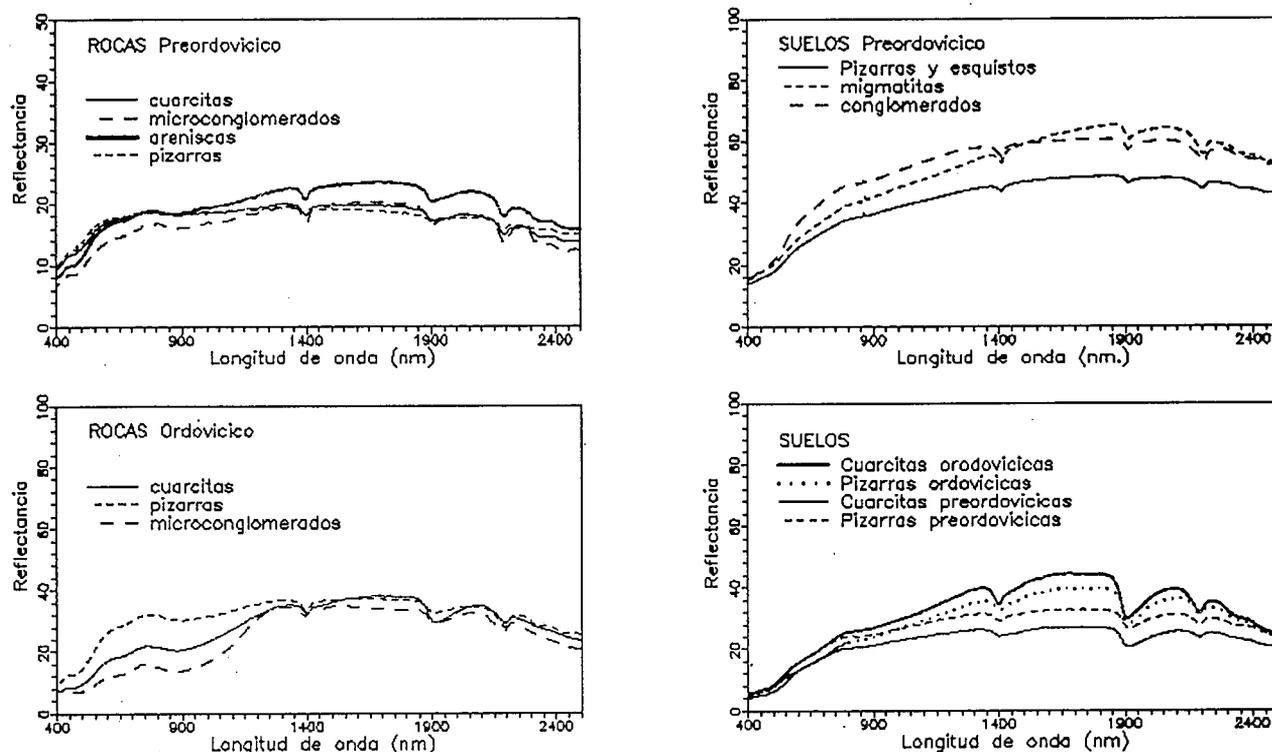


Figura 3.- Medidas espectrales en muestras de roca y suelos de distintas litologías de edad preordovícica y ordovícica.

llo rojizo (7.5 YR 6/6) y pardo oscuro (7.5YR 5/6).

Las litologías de las rocas preordovícicas y ordovícicas son similares, pero su respuesta espectral en laboratorio e imágenes representa los dos extremos en el conjunto de litologías aflorantes en el área de estudio. Tanto en rocas como en suelos, son los cocientes entre las bandas 5/4 y 2/7 los que mejor distinguen ambas series. La depresión centrada en 900 nm por presencia de minerales ferruginos representada en la banda 4 respecto a la uniformidad relativa en la banda 5, motiva que las alteraciones rojas asociadas a las cuarcitas ordovícicas que a su vez se extienden por las laderas de sus crestones al resto de las litologías de la serie ordovícica, produzcan valores tan divergentes en el cociente 5/4 en rocas y suelos preordovícicos y ordovícicos. Las diferencias en el cociente 2/7 se deben a que la caída hacia el azul en las rocas y suelos ordovícicos recogida por la banda 2 es más acusada que en sus correspondientes preordovícicos. El cociente 5/7 separa cuarcitas de pizarras por la absorción producida en la banda 7 en cuarcitas por el agua presente en inclusiones fluidas de los granos de cuarzo.

Rocas preordovícicas meso-catazonales

Esquistos, areniscas, microconglomerados. Las medidas espectrales de laboratorio en rocas pelíticas (fig. 4) muestran una reflectancia global considerablemente más baja en la zona de la biotita-clorita, acompañada de amplias depresiones en el visible y la pendiente más acusada hacia el azul, típicas de las transiciones electrónicas provistas por una abundancia relativa de minerales ferruginos tales como la biotita. La reflectancia global aumenta en el infrarrojo cercano en pizarras de la zona de la andalucita-cordierita. Las absorciones que estas rocas presentan entre 2000 y 2500 nm, son similares a las de las rocas básicas, migmatitas y ortoneises de la zona de estudio.

Las medidas espectrales en muestras de suelos reflejan los cambios mineralógicos de un modo parecido a las rocas (fig. 4), con una reflectancia global menor y pendiente más acusada hacia el azul en la zona de la biotita-clorita. Los suelos formados a partir de sedimentos preordovícicos se clasifican como pardo-amarillo claro

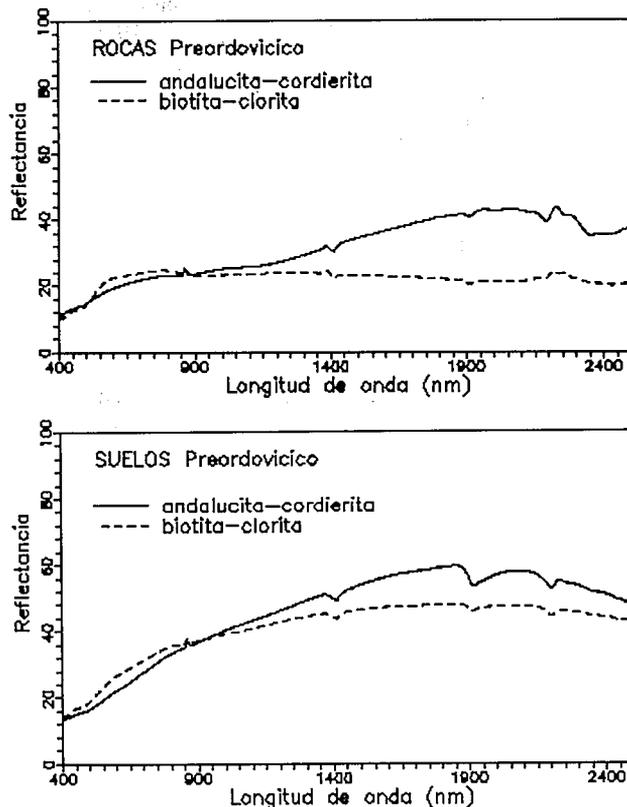


Figura 4.- Medidas espectrales en muestras de roca de pelitas preordovícicas y suelos desarrollados sobre las mismas pertenecientes a isogradas de metamorfismo regional de baja y alta temperatura en etapas M_1 y M_2 .

(2.5Y 5/4). Los suelos que aparecen en la zona de la andalucita-cordierita tienden al pardo oliváceo (2.5Y 4/3 y 4/4 según Munsell). Esto concuerda con una disminución de reflectancia global en el visible para valores descendientes del índice intermedio ("value" según Munsell) (Escadafal et al, 1989).

Migmatitas. Las rocas migmatizadas presentan asociaciones minerales pertenecientes a la facies anfibolítica con cuarzo +plagioclasa +feldespato K +cordierita +sillimanita. Las medidas espectrales en muestras de roca de migmatitas (fig. 5) difieren de las tomadas en pizarras en una forma más cercana a la de los granitos, de modo acorde con el cambio correspondiente en la textura y composición de la roca, especialmente en el infrarrojo cercano. Las absorciones en 1900 y 2200 son más estrechas y asimétricas en migmatitas que en granitos. En las migmatitas destaca un punto de inflexión en la caída desde 1900 a 2100 nm en 1940 nm que no existe en las respuestas espectrales de rocas graníticas. La absorción en 2200 nm en migmatitas difiere de los granitos en dos umbrales a 2130 y 2160 nm, una subida pendiente desde 2200 a 2230 nm y un rellano en 2280 nm.

Como es sabido, biotita y moscovita difieren sensi-

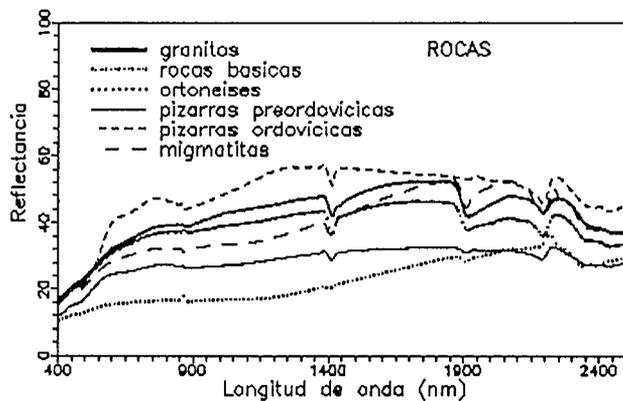


Figura 5.- Promedios calculados sobre medidas espectrales en rocas de términos litológicos y cronológicos más representados especialmente en el área de estudio.

blemente en sus propiedades espectrales (fig. 6). Así, la moscovita ofrece una reflectancia comparativamente alta y uniforme con profundas absorciones en 1400 y 2200 nm, mientras que la biotita ofrece una reflectancia muy baja en longitudes de onda cortas y asciende en el infrarrojo cercano hasta un máximo en 2200 nm, para descender bruscamente hacia 2300 nm con varias oscilaciones. Las medidas en migmatitas con un componente sericítico dominante presentan absorciones en 1400 y 2200 nm ligeramente más profundas y estrechas (fig. 6) que las migmatitas con poca sericita o sin ella.

Los suelos en migmatitas se han clasificado según Munsell con los mismos índices que los granitos (2.5Y 5/4), y su respuesta espectral es asimismo similar.

Los cocientes 5/4 y 2/4 obtenidos a partir de curvas espectrales de laboratorio muestran los valores más separados para las migmatitas respecto a los granitos, la litología espectralmente más cercana, tanto en rocas como en suelos. Las migmatitas, tanto en rocas como en suelos, son más planas entre 550 y 900 nm (banda 4) que los granitos. La respuesta espectral en longitudes de onda correspondientes a las bandas 2 y 5 son similares en gra-

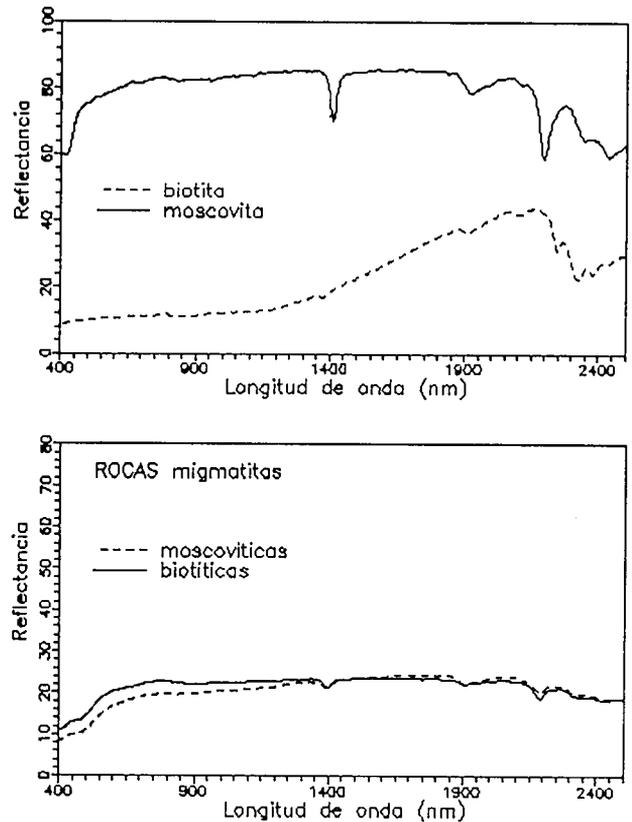


Figura 6.- Medidas espectrales sobre biotita y moscovita (procedentes de la espectroteca del United States Geological Survey) y sobre muestras de roca de migmatitas en las que predomina alternativamente biotita o moscovita.

nitos y migmatitas, pero en la banda 4 es más alta en migmatitas.

Ortoneises glandulares. Incluidas entre los metasedimentos preordovícicos aparecen bandas de neises graníticos glandulares y leucocráticos en los que la naturaleza del contacto (intrusivo, falla extensional o contacto sedimentario normal) ha quedado enmascarada por la intensa deformación relacionada con F^2 . En la región más occidental, el afloramiento fragmentado no favorece una expresión geomorfológica distintiva. Por el contrario, el macizo homogéneo de Las Uces se manifiesta con un relieve rugoso similar a otras rocas ígneas. Las respuestas espectrales de estas rocas son muy similares a las de las migmatitas (fig. 7). Asimismo, aquellas muestras donde predomina la moscovita sobre la biotita, aparecen absor-

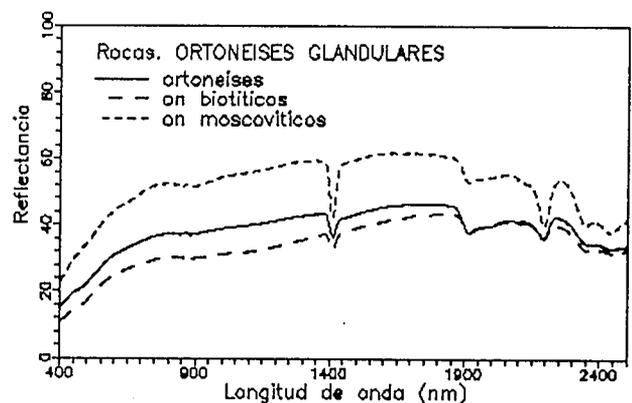


Figura 7.- Medidas espectrales sobre muestras de roca de ortoneises glandulares, con expresión de predominio de biotita o moscovita.

ciones más intensas en 1400 y 2200 nm y reflectancia global más alta.

En suelos formados a partir de ortoneises, migmatitas, granitos y conglomerados, las respuestas espectrales son muy similares (fig. 8). Las absorciones son parecidas en cuanto a posición en el intervalo de longitudes de onda y intensidad. Las curvas espectrales en suelos en ortoneises y migmatitas difieren de las de los conglomerados por poseer una pendiente generalmente más acusada entre 400 y 1850 nm. Sus índices de Munsell son similares a los de migmatitas y granitos (2.5Y 5/3 y 5/4), descritos como pardo oliváceo claro.

Rocas ígneas

Granitos. Las rocas ígneas que afloran en la zona son en su gran mayoría granitos, con la excepción de algunas rocas básicas e intermedias de escasa extensión. El cizallamiento tardío actúa como un límite cronológico, petrográfico, y geográfico que agrupa a las rocas ígneas emplazadas postcinemáticamente respecto a la segunda fase de deformación.

El dominio meridional está dominado por granitos tardíos biotíticos emplazados con posterioridad a la cizalla de Juzbado-Traguntia-Penalba do Castelo (Villar et al, 1992) (fig. 1). El magmatismo del dominio septentrional anterior al cizallamiento, está dominado petrográficamente por los granitos de dos micas. Se le añaden leucogranitos, granitos inhomogéneos y expresiones menores de rocas básicas e intermedias, que afloran como intrusiones previas a la zona de cizalla en el dominio septentrional.

Los plutones clasificados según los criterios petrográficos, texturales y de emplazamiento anteriormente descritos, difieren en su expresión espectral y geomorfológica. Los granitos biotíticos, que afloran de modo homogéneo en grandes extensiones, aparecen de modo distintivo en las imágenes, con un relieve elevado, red de drenaje típicamente dendrítica, paisaje en berrocal y muestran un contacto neto con las llanuras intensamente cultivadas ocupadas por metasedimentos preordovícicos. El contacto entre dos granitos diferentes no es tan nítido ni en las imágenes ni en el campo. Los leucogranitos y los granitos inhomogéneos tienden a meteorizarse dando lugar a un relieve comparativamente uniforme y llano. Sin embargo, los granitos de dos micas son más resistentes a la meteorización y afloran en zonas relativamente elevadas con paisaje en berrocal, más evidente en las imágenes.

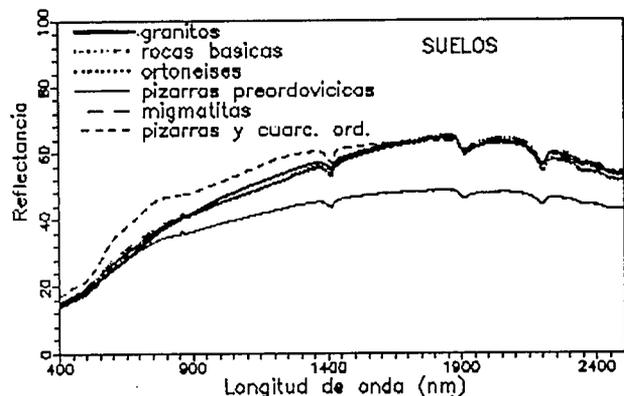


Figura 8.- Promedios calculados sobre medidas espectrales en suelos sobre términos litológicos y cronológicos más representados espacialmente en el área de estudio.

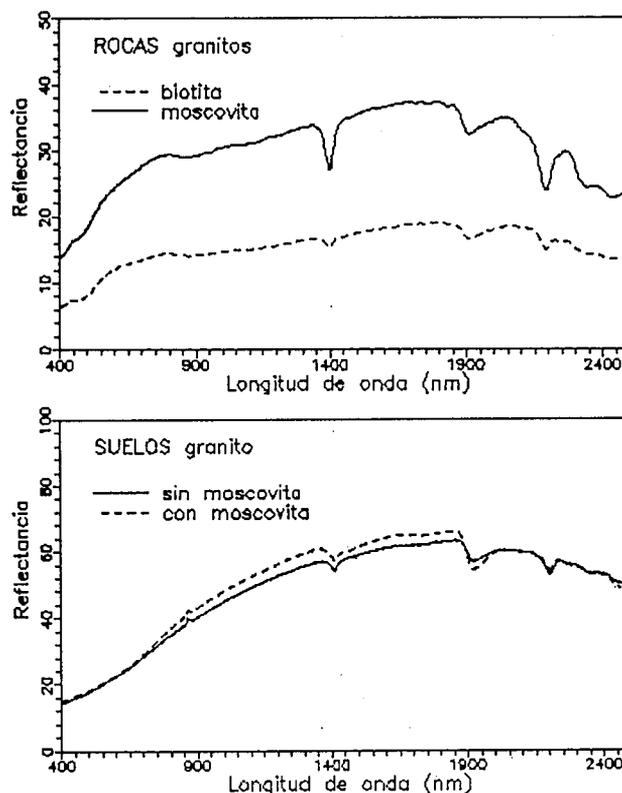


Figura 9.- Medidas espectrales en rocas y suelos en granitos en las que predomina alternativamente biotita o moscovita

Las medidas espectrales sobre rocas en granitos (fig. 5) muestran típicamente una reflectancia muy alta, fuerte caída hacia el azul en longitudes de onda cortas, absorciones claras en 1400, 1900 y 2200 nm y un descenso suave desde 2300 nm hacia longitudes de onda más largas. Las curvas espectrales en granitos están fuertemente influenciadas por su contenido relativo en moscovita y biotita (figs. 6 y 9). El predominio de moscovita sobre biotita produce absorciones más profundas y estrechas en 1400 y 2200 nm y un aumento en la reflectancia global. La presencia de placas aisladas de moscovita, aunque exista un contenido apreciable de biotita, tal como sucede en el granito conocido como facies "Ala de mosca", es suficiente para producir estos cambios espectrales. Las muestras de suelos en que son visibles las placas de moscovita también presentan las mismas características.

De este modo, las medidas espectrales tomadas en rocas de los granitos biotíticos tardíos posteriores a las cizallas muestran depresiones más amplias y suavizadas en 1400 y 2200 nm y reflectancia global menor (fig. 10). Los granitos inhomogéneos con schlieren de biotita, fácilmente meteorizables, repiten estas características en su comportamiento espectral. Por el contrario, los granitos de dos micas y los leucogranitos tienden a mostrar rasgos espectrales asociados a la moscovita.

Los rasgos espectrales asociados a la moscovita, anteriormente descritos, son evidentes igualmente en muestras individuales de suelos y rocas y se oscurecen al promediar medidas espectrales de rocas y suelos tomados en distintos plutones clasificados con el mismo criterio petrográfico (fig. 10).

Las medidas espectrales promedio en suelos formados a partir de granitos, no difieren sensiblemente de otros suelos en rocas ígneas e incluso metamórficas de

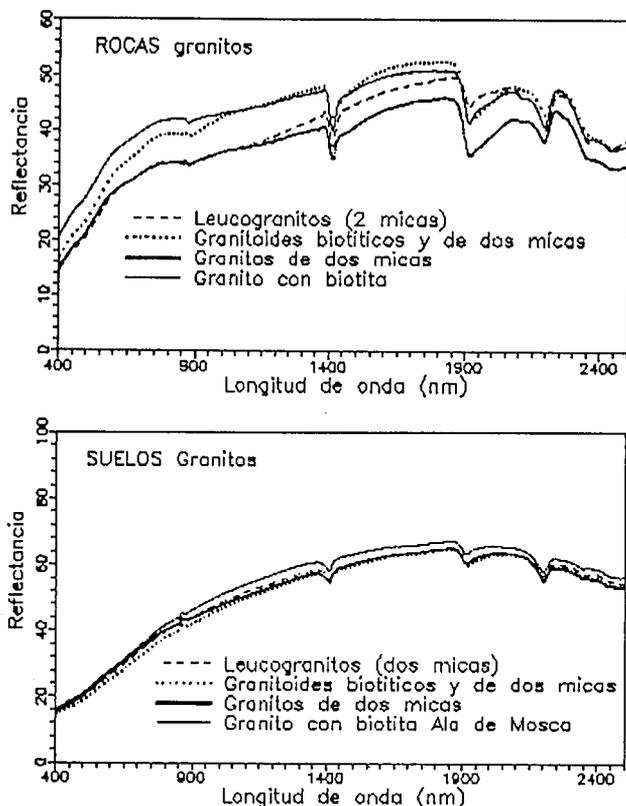


Figura 10.- Promedios calculados sobre medidas espectrales en muestras de roca y suelos de granitos procedentes de plutones clasificados con criterios petrográficos, texturales, cronológicos y de mecanismos de emplazamiento en grupos reseñados.

alto grado de la zona de estudio (fig. 8). El color promedio en granitos es pardo oliváceo claro (2.5Y 5/4). Los granitos biotíticos se diferencian presentando suelos de color pardo amarillento oscuro (10YR 4/4). En la región se describen popularmente los granitos biotíticos como "tímidos" por los tonos rojizos que adquieren al meteorizarse, ocasionados por el alto contenido en biotita.

Aunque la presencia de biotita o moscovita se manifiesta de manera más pronunciada en longitudes de onda comprendidas por la banda 7, son los cocientes 3/1 y 2/1 calculados sobre espectros de laboratorio los que mejor distinguen granitos biotíticos de moscovíticos en suelos. La pendiente más acusada en la caída hacia el azul en los granitos moscovíticos produce las diferencias en los cocientes referidos. Los cocientes que tienen como denominador a la banda 7, que potencialmente es diferencia-

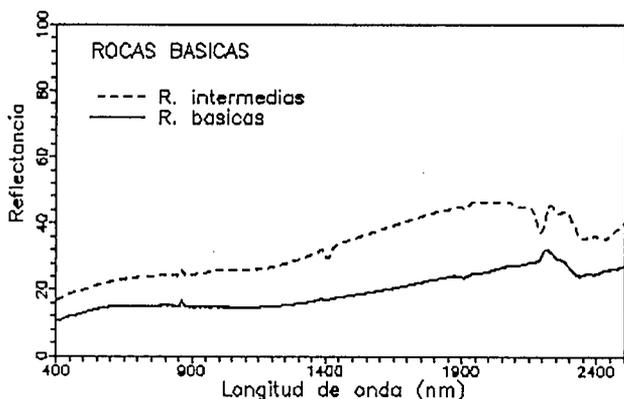


Figura 11.- Medidas espectrales en rocas básicas e intermedias.

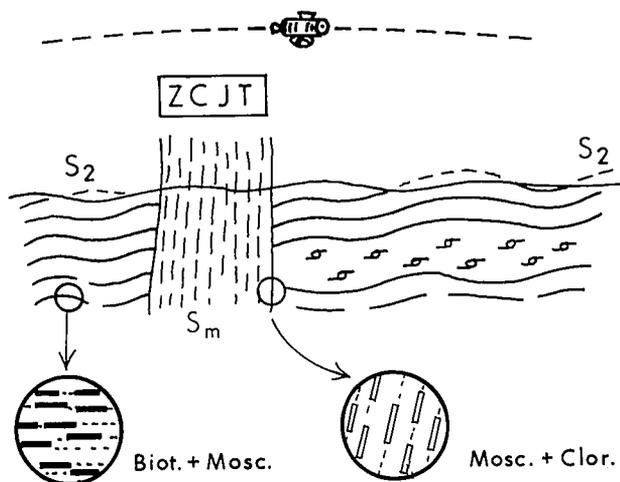


Figura 12.- Corte esquemático mostrando diferentes disposiciones de la fábrica asociada a la Zona de Cizalla de Juzbado -Traguntia -Penalba do Castelo (ZCJT).

dora de presencia de biotita y moscovita, no lo hace al aplicar las funciones correspondientes a las señales de respuesta del sensor thematic mapper a los espectros de laboratorio, quizás por no tratarse de una función gaussiana (Riaza, 1992b).

Rocas básicas. En el dominio septentrional afloran rocas básicas e intermedias en extensiones reducidas en contacto con distintos granitos. Son cuerpos de composición heterogénea que se meteorizan fácilmente y afloran en zonas deprimidas sobre las que se desarrollan cultivos.

Las medidas espectrales en rocas básicas se encuadran entre las que ofrecen una reflectancia global menor entre 400 y 2000 nm (fig. 11). En el infrarrojo cercano (2000-2500 nm) sólo son comparables en cuanto a reflectancia global con las pizarras preordovícicas. El rasgo más característico en sus curvas espectrales es un pico en 2220 nm y la ausencia de absorción en 2200 nm.

Por el contrario, las rocas intermedias que afloran en fuerte mezcla en afloramiento con las básicas, reflejan la absorción tradicional en 2200 nm. Estas diferencias espectrales no se expresan en las imágenes "thematic mapper" debido a la ausencia de una extensión de afloramiento suficientemente homogénea para estos dos tipos de rocas que pueda ser recogida con imágenes de una resolución espacial de 30 m.

Asimismo, esta mezcla de tipos de roca en afloramiento hace que en las medidas espectrales en suelos sean inapreciables las diferencias. Los suelos formados a partir de rocas básicas e intermedias son de color pardo oliváceo claro al igual que en granitos, con sólo un índice más alto en "chroma" como diferencia (2.5Y 5/6).

Zona de cizalla de Juzbado-Traguntia-Penalba do Castelo

La Zona de cizalla de Juzbado-Traguntia-Penalba do Castelo es un importante accidente transcurrente senestro en dirección ENE-OSO subvertical (Iglesias y Ribeiro, 1981) que muestra una deformación dúctil que se extiende a lo largo de unos 150 Km, con varias ramas secundarias (Villar et al, 1992). Constituye el límite entre dos dominios con características estratigráficas, metamórficas y magmáticas diferentes. La deformación asociada al

cizallamiento con reorientación de estructuras previas o desarrollo de una nueva foliación se extiende desde 2500 a 4000 m. La milonitización generalizada afecta a 1000 m, reconocible por una fábrica plano-linear con superficies subverticales y desarrollo de lineaciones horizontales.

Las condiciones metamórficas durante esta etapa de deformación corresponden a la facies de esquistos verdes con formación de clorita abundante y recristalización de biotita (Jiménez Ontiveros y Hernández, 1983). Se produce una retrogradación de las texturas y asociaciones minerales metamórficas previas formadas durante la etapa de metamorfismo M^2 por hidratación y/o metasomatismo simultáneos a la deformación. La sillimanita, andalucita, cordierita y feldespato potásico se reemplazan por moscovita en finos agregados sericíticos. La biotita se cloritiza. Durante esta fase de deformación retrógrada contemporánea a las cizallas se forman también micas blancas, sericita, pinnita, epidota/clinozoisita, carbonatos y opacos.

Las fábricas dominantes en zonas no cizalladas en materiales preordovícicos se disponen subhorizontalmente, con leves ondulaciones en planos definidos por placas de biotita y moscovita. La foliación milonítica subvertical en zonas cizalladas está formada por moscovita y clorita.

Las rocas cizalladas que pertenecían a la zona de la andalucita-cordierita pierden su aspecto micáceo y feldespático tomando un color oscuro y pizarroso indicativo de la facies de los esquistos verdes (fig. 13 A y B). Las medidas espectrales en rocas de aspecto micáceo experimentan un aumento en la reflectancia global, mientras que las rocas de aspecto feldespático descienden a una reflectancia global del rango de las pizarras. La retrogradación de asociaciones minerales de la facies de la andalucita-cordierita a la de los esquistos verdes se reconoce espectralmente por un descenso de la reflectancia global, y, en algunos casos, por un suavizamiento de las absorciones típicas de la moscovita.

Las curvas espectrales obtenidas en suelos desarrollados sobre pelitas en la zona de la andalucita-cordierita experimentan un descenso en la reflectancia global, que no siempre es evidente (fig. 13 C). Sin embargo, los suelos muestran un enrojecimiento en su color desde pardo oliváceo (2.5Y 4/4) en las zonas no cizalladas, a un color pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en las zonas cizalladas.

Las rocas metamórficas de la zona de la clorita-biotita experimentan por cizallamiento cambios mineralógicos y texturales menos dramáticos. Las medidas espectrales son asimismo muy parecidas en las rocas afectadas o no por la cizalla (fig. 13 D y E). Por el contrario, las medidas espectrales en suelos presentan una disminución sensible de la reflectancia global en las zonas cizalladas. Los suelos formados en pizarras de la zona de la clorita-biotita no cizallados con color pardo oliváceo claro (2.5Y 5/4) experimentan un aumento constante en "chroma" a 2.5Y 5/6 en las áreas cizalladas. Las previsiones de disminución de los "values" en suelos de modo proporcional a la reflectancia global (Escadafal et al, 1989) no se confirma en este caso.

Características espectrales de áreas con zonas de deformación discretas

En la Zona Centroibérica se han mencionado con anterioridad descensos en la reflectancia global en suelos desarrollados en zonas más deformadas en condiciones de facies de esquistos verdes, tanto en imágenes como en laboratorio (Riaza, 1991, 1993a, 1993b y 1993c). En los estudios referidos, los efectos espectrales ocasionados por deformación se superponen a diferencias espectrales producidas por metamorfismo térmico asociado a la intrusión de granitos. Así, se ha comprobado que las diferencias espectrales relacionadas con la intensidad de deformación se manifiestan preferentemente en rocas inicialmente más oscuras.

Aunque los afloramientos rocosos no cubren un área significativa de la superficie observada desde un satélite, trabajos previos han revelado diferencias espectrales asociadas a cambios microestructurales y reorientación de estructuras previas en materiales preordovícicos. El estudio del comportamiento espectral en laboratorio en rocas muestra una reflectancia global mayor en superficies paralelas a la lineación de estiramiento mineral que en superficies perpendiculares a la misma (Riaza, 1991). Al descenso en reflectancia global en rocas en zonas cizalladas en la Zona de cizalla de Juzbado-Traguntia-Viana do Castelo puede contribuir la menor superficie expuesta de minerales micáceos en fábricas subverticales.

Las observaciones que preceden sobre los efectos espectrales del cizallamiento en rocas metamórficas de distinto grado formadas por metamorfismo regional asociadas a la Zona de cizalla de Juzbado-Traguntia-Penalba do Castelo, parece confirmar la tendencia de las rocas inicialmente más oscuras (pizarras de la zona de la biotita-clorita) a mostrar diferencias espectrales en suelos relacionadas con la intensidad de la deformación.

Conclusiones

La producción de imágenes destinadas a ser utilizadas por intérpretes no habituados a las mismas debe combinar consideraciones de máxima diferenciación litológica con una buena definición visual.

Las medidas espectrales de laboratorio en muestras de roca de pizarras, cuarcitas y microconglomerados de edad preordovícica muestran las mismas absorciones, pero distinta reflectancia global que sus litologías equivalentes de edad ordovícica. La serie sedimentaria ordovícica está afectada en su conjunto por una alteración roja de edad terciaria más intensa en las cuarcitas que es responsable de estos cambios espectrales, que se manifiestan numéricamente en los cocientes 5/4 y 2/7.

El magmatismo se diferencia por la abundancia de granitos biotíticos posteriores a las cizallas en el sector meridional, y el predominio de los granitos de dos micas anteriores a las cizallas en el sector septentrional. Las medidas espectrales en muestras de roca de granitos biotíticos recogen las absorciones típicas del hierro en el visible y absorciones suavizadas y amplias en 1400 y 2200 nm. El predominio de moscovita sobre biotita produce absorciones estrechas y acusadas en 1400 y 2200 nm, tanto en rocas como suelos, en granitos, migmatitas y ortoneises. Los cocientes 3/1 y 2/1 calculados sobre suelos separan los granitos moscovíticos de los biotíticos.

Las respuestas espectrales de los distintos granitos de

dos micas son muy similares en laboratorio. Sin embargo, diferencias geomorfológicas permiten en muchos casos distinguir contactos entre distintos granitos petrográfica y texturalmente muy similares en imágenes.

El metamorfismo de alto grado en pizarras preordóvicas en condiciones de facies anfíbolítica, cambia la textura y la composición mineralógica de las rocas sedimentarias aproximándolas a las de las rocas ígneas. Las medidas espectrales en rocas de migmatitas siguen la misma tendencia aproximándose al comportamiento espectral de los granitos. Los cocientes 5/4 y 2/4 en rocas y suelos nos capaces de diferenciar migmatitas de granitos.

Las pizarras y areniscas preordóvicas muestran una reflectancia global menor, acompañada de absorciones típicas del hierro cuando están afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado en la facies de los esquistos verdes en relación con rocas en facies anfíbolítica, tanto en suelos como en rocas.

Los procesos de milonitización y retrogradación de

asociaciones minerales por cizallamiento posterior al metamorfismo regional se registra de manera más intensa espectralmente en pizarras preordóvicas de facies de esquistos verdes que en facies anfíbolítica. Por lo tanto, se confirma una preferencia de las rocas originalmente más oscuras a mostrar diferencias espectrales en relación con la intensidad de deformación por cizalla, así como la influencia de la fábrica interna de las mismas en términos regionales.

Este estudio se ha realizado en parte en el antiguo laboratorio de J. Salisbury en el United States Geological Survey en Reston (Virginia, EEUU). J. Crowley colaboró en el uso del Beckman UV 5240, y los programas anejos para análisis de espectros. El Programa de Perfeccionamiento de Doctores y Tecnólogos del Ministerio de Educación, Ciencia y Tecnología financió la estancia durante la que se inició el estudio espectral. J.M. Navarro acogió con cordialidad el uso durante intermina-

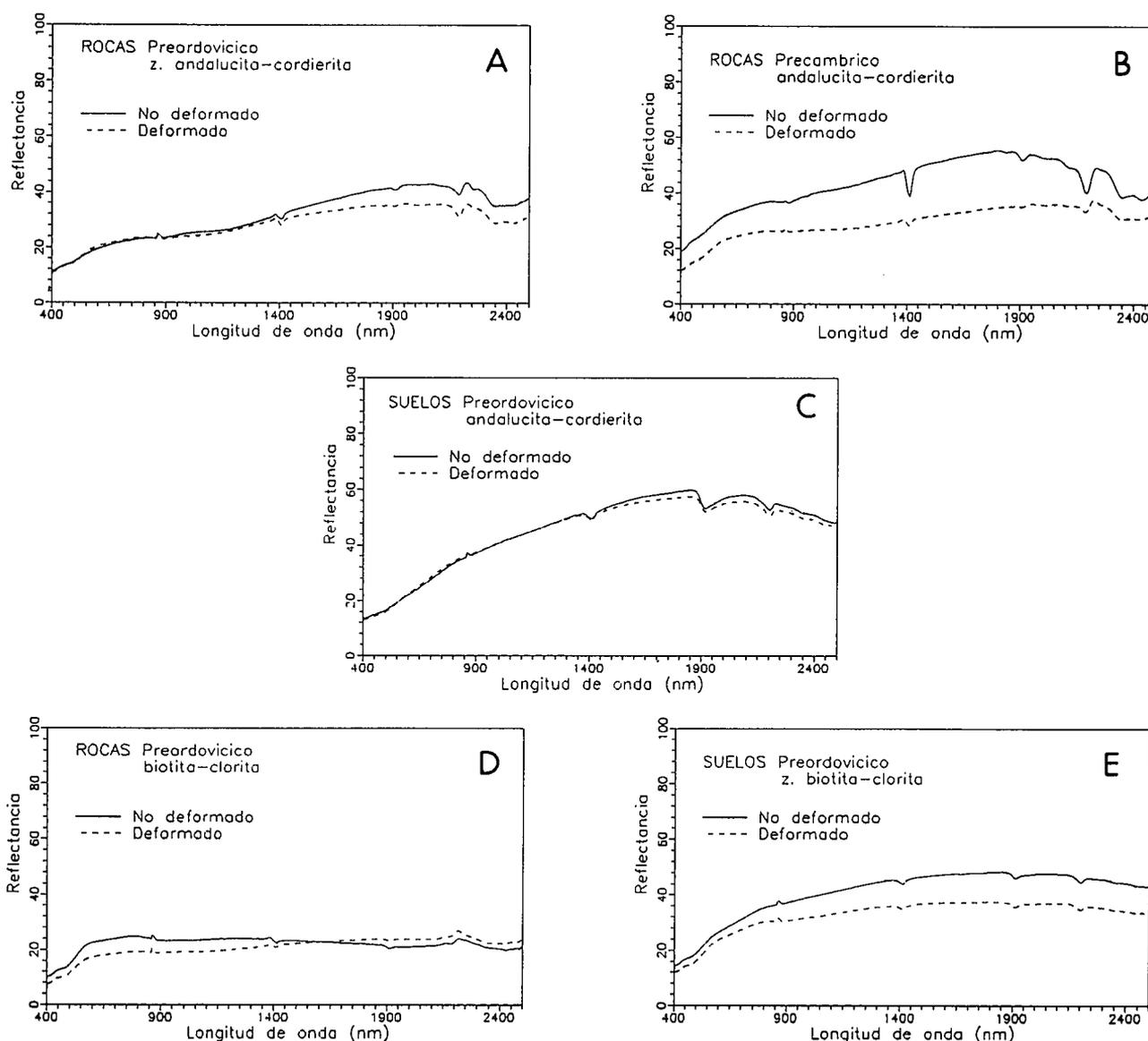


Figura 13.- A y B: Medidas espectrales en rocas pelíticas pertenecientes a la zona de la andalucita-cordierita (M2) en dos cortes en localidades típicas de la Zona de cizalla de Juzbado-Traguntia-Penalba do Castelo; C: Medidas espectrales en suelos desarrollados sobre pelitas preordóvicas pertenecientes a la zona de la andalucita-cordierita (M2) en zonas afectadas o no por la Zona de cizalla de Juzbado-Traguntia-Penalba do Castelo. D y E: Medidas espectrales en rocas y suelos desarrollados sobre pelitas preordóvicas pertenecientes a la zona de la biotita-clorita (M1) en zonas afectadas o no por la Zona de cizalla de Juzbado-Traguntia-Penalba do Castelo.

bles jornadas del Perkin-Elmer para una disciplina completamente ajena a sus habituales trabajos en vidrios. L. Pascual y A. Tomás resolvieron cuantos percances en la operación y manejo del instrumento surgieron.

Bibliografía

- Condit, Ch.D., y Chavez, P.Jr. (1979): Basic Concepts of Computerized Digital Image Processing for Geologists, USGS Publications, Geol. Surv. Bull. 1462.
- Crippen, R.E., Blom, R.G. y Heyada, J.R. (1988): Directed band ratioing for the retention of perceptually independent topographic expression in chromaticity-enhanced imagery, *International Journal of Remote Sensing*, 1988, 9, n° 4: 749-765
- Diez Balda, M.A., Ayarza, P. y Martínez Catalán, J.R. (1992): El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: engrosamiento y colapso extensional. Simposios III Congreso Geológico de España, Salamanca, 2: 365-374.
- Donker, B.H.W. y Mulder, N.J. (1977): Analysis of MSS digital imagery with the aid of principal component transform, *ITC Journal*, 1977-3: 434-466.
- Elvidge, Ch.D., y Lyon, R.J.P. (1985): Estimation of the vegetation contribution to the 1.65/2.22 μ m ratio in airborne thematic-mapper imagery of the Virginia Range, Nevada, *International Journal of Remote Sensing*, 1985, vol.6, n°1, 75-88.
- Escadafal, R., Girard, M. y Courault, D. (1989): Munsell Soil Color and Soil Reflectance in the Visible Spectral Bands of Landsat MSS and TM Data, *Remote Sensing of Environment* 27: 37-46.
- García de Figuerola, L.C. y Parga, J.R. (1968): Sobre los ortogneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica, *Acta Geol. Hisp.*, 3: 69-72.
- Gil Ibaruchi, J.I. y Martínez, F.J. (1982): Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from the El Tormes thermal dome, Iberian Hercynian foldbelt (NW Spain), *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 14-24.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W. (1970): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: I Silicate Minerals, *Modern Geology*, 1: 283-300.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W. (1971a): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: II. Carbonates, *Modern Geology*, 2: 23-30.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., y Lenhof, J. (1971b): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: III Oxides and Hydroxides, *Modern Geology*, 2: 191-205.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., y Lenhof, J. (1971c): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: IV. Sulphides and Sulphates, *Modern Geology*, 3: 1-14.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W. y Lenhof, J. (1972): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: V. Halides, Phosphates, Arsenates Vanadates and Borates, *Modern Geology*, 3: 121-132.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W. y Lenhof, J. (1973a): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: VI. Additional Silicates, *Modern Geology*, 4: 85-106.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., y Lenhof, J. (1973b): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: VII. Acidic Igneous Rocks, *Modern Geology*, 4: 217-224.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., y Lenhof, J. (1973c): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: VIII. Intermediate Igneous Rocks, *Modern Geology*, 4: 237-244.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., y Lenhof, J. (1974): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: IX. Basic and Ultrabasic Igneous Rocks, *Modern Geology*, 5: 15-22.
- Hunt, G.R. y Salisbury, J.W. (1976a): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: XI. Sedimentary Rocks, *Modern Geology*, 5: 211-217.
- Hunt, G.R. y Salisbury, J.W. (1976b): Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: XII. Metamorphic Rocks, *Modern Geology*, 5: 219-228.
- Hunt, G.R., y Salisbury, J.W. (1978): Assessment of Landsat filters for rock type discrimination, based on intrinsic information in laboratory spectra, *Geophysics*, 43, n° 4: 738-747.
- Iglesias, M. y Ribeiro, A. (1981): La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)- Penalba do Castelo (Viseu): un lineament ancien reactive pendant l'orogénese Hercynienne?, *Com. Serv. Geol. Portugal* 67,1: 89-94.
- Jensen, J.R. (1986): *Introductory Digital Image Processing, A Remote Sensing Perspective*, Prentice Hall: 379 p.
- Jiménez Ontiveros, P. y Hernández Enrile, J.L. (1983): Rocas miloníticas indicadoras de la deformación progresiva en la zona de cizalla hercínica de Juzbado-Penalba do Castelo, *Studia Geológica Salamanticensi*, XVIII, 139-158.
- López Plaza, M. (1982): Contribución al conocimiento de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana, Tesis Doctoral Univ. de Salamanca: 333 p.
- Lötze, F. (1956): Das Prekämbriums Spaniens, *Neues Ib. Geol. Paleont., Mh.*, 8: 383-380. Traducido por J. Gómez Llarena (1960): El Precámbrico en España, *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 60: 227-240.
- Martínez, F.J. (1974): Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Prov. de Salamanca y Zamora). Tesis Doctoral Universidad de Salamanca: 286 p. Publ. en Cuad. Geol. Univ. Oviedo, 7: 3-141.
- Martínez, F.J. y Rolet, J. (1988): Late Paleozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related zones in southwestern Europe, En: Harris, A.L. y Fettes, D.I., (eds.) *The Caledonian Appalachian Orogen*, *US Geol. Surv. Publ.* 38: 611-620.
- Martínez, F.J., Julivert, M., Sebastian, A., Arboleya, M.L. y Gil Ibaruchi, J.I. (1988): Structural and thermal evolution of high-grade zone in the northwestern units of the Iberian Massif, *Am. Journ. Sci.*, 288: 969-996.
- Merembeck, B.F. Borden, F.Y., Podwysocski, M.H. y Applegate, D.N. (1977): Application of canonical analysis to multispectral scanner data, *Proceedings of the 14th Annual Symposium on Computer Applications in the Mineral Industries, Society of Mining Engineers, American Institute in Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, New York.*
- Munsell Color Co. (1950, revised 1975): *Munsell Soil Color Charts, Munsell Color, Macbeth Division of Kollmorgen Corporation, Baltimore, MD, USA.*
- Oen Ing Soen (1958): The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, northern Portugal, *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 41: 5-199
- Riaza, A. (1991): Estudio de reflectancia enfocado a la cartografía litológica de rocas ígneas, efectos de distintos tipos de metamorfismo y análisis estructural en materiales precámbricos, basado en datos espectrales de laboratorio e imágenes thematic mapper (Macizo Hespérico Central, prov. de Cáceres y Badajoz), Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid: 254 p.
- Riaza, A. (1992a): Reflectancia en rocas en función de su litología y fábrica interna. I. La interpretación de imágenes de satélite en geología: Estudios estructurales y cartografía de litologías, *Bol. Geol. y Min.*, 103, n°2: 3-17.
- Riaza, A. (1992b): Reflectancia en rocas en función de su litología y fábrica interna. II. Cartografía de rocas ígneas en el Complejo de Burguillos del Cerro en el visible e infrarrojo cercano: reflectancia espectral en laboratorio y evaluación estadística de la misma en relación con imágenes thematic mapper, *Bol. Geol. y Min.*, 103, n°3: 3-26.
- Riaza, A. (1993a): Use of Spectral Data on Precambrian Detritic Rocks for Structural Analysis in the Visible and the Near-Infrared, Ninth Thematic Conference Geologic Remote Sensing, 8-11 Feb. 1993, Pasadena (California, Estados Unidos): 697-706.
- Riaza, A. (1993b): Study of reflectance of Precambrian detritic rocks for structural analysis in the visible and near-infrared, *International Journal of Remote Sensing*, 14, n°5: 927-942.
- Riaza, A. (1993c): Reflectancia en rocas en función de su litología y fábrica interna. III. El Complejo Esquisto-grauváquico. Estudio de estructuras menores y microestructuras como base para la comprobación del significado estructural de diferencias espectrales en imágenes. *Bol. Geol. y Min.*, 104,1: 13-32.
- Riaza, A. (1993d): Reflectancia en rocas en función de su litología y fábrica interna. IV. Reflectancia en relación con los elementos de la fábrica interna de las rocas y distintos tipos de metamorfismo en el CEG. Su expresión en imágenes thematic mapper y análisis espacial

- de datos estructurales y microestructurales. Bol. Geol. y Min., in litt.
- Robinave, C.V. (1982): Computation with physical values from Landsat Digital Data, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 48, n° 5: 781-784.
- Rowan, L.C., Wetlaufer, P.H., Goetz, A.F., Billingsley, F.C. y Stewart, J.H. (1976): Discrimination of Rock Types and Detection of Hydrothermally Altered Areas in South-central Nevada by the Use of Computer-enhanced ERTS Images, US Geol. Surv. Prof. Paper 883: 36 p.
- Rowan, L.C. y Kahle, A.B. (1982): Evaluation of 0.46 to 2.36 μ m multispectral scanner images of the East Tintic mining district, Utah, for mapping hydrothermally altered rocks, Economic Geology, 77, n°2: 441-452.
- Schowengerdt, R.A. (1983): Techniques for Image Processing and Classification in Remote Sensing, Academic Press: 247 p.
- Sheffield, (1985): Selecting band combinations from multispectral data, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 51, n°6: June 1985, 681-687.
- Taylor, M.M. (1974): Principal components color display of ERTS imagery, Third Earth Resources Technology Satellite Symposium, Washington D.C., Section B.
- Villar, P., y Escuder, J. (1991): Memorias de las hojas n° 475 (Lumbralles) y Villavieja de Yeltes (476), Publ. Instituto Tecnológico Geominero de España, in litt.
- Villar Alonso, P., Escuder Viruete, J. y Martínez-Catalán, J.R. (1992): La Zona de Cizalla de Juzbado-Penalba do Castelo en el sector español, Simposios III Congreso Geológico de España, Salamanca, 1992, tomo 2, 446-456.

*Recibido el 20 de Noviembre de 1992; aceptado el manuscrito
revisado el 17 de Noviembre de 1993.*