

El Bagil



Aspectos Geológicos

María Jesús Suárez Arango
Geólogo.
Especialista en Tecnología del Medio Ambiente

INDICE

INTRODUCCION

1.- GEOLOGIA GENERAL: LAS CORDILLERAS BÉTICAS

2.- ESTRATIGRAFIA

3.-GEOLOGIA ESTRUCTURAL

4.- GEOLOGIA HISTORICA

5.- GEOMORFOLOGIA

6.- HIDROGEOLOGIA

7.- EDAFOLOGÍA

BIBLIOGRAFIA

Anexo: ¿Cómo se hace una lámina delgada?

INTRODUCCIÓN

El área de trabajo se encuentra situada en la hoja geológica nº 889 del I.G.M.E. correspondiente al área de Moratalla. Para llegar hay que tomar la carretera El Sabinal-Benizar, una vez atravesado Zaén de Arriba y el Calar de las Cuevas, tomar un desvío hacia la izquierda que nos lleva a Bagil del Cenajo (toponímico que también se puede escribir "*Bajil*", por lo que hemos observado en la cartografía y documentación consultada). Una vez allí ya podemos dejar el coche y comenzar a disfrutar del hermoso paisaje que nos acompañará en el camino.



Foto 1: Detalle de situación extraído del mapa topográfico nº 889 del Instituto Geográfico



Foto 2. Cámara funeraria del dolmen del Bagil.

1.- GEOLOGÍA GENERAL: LAS CORDILLERAS BÉTICAS

El área del Bagil esta conformada por suaves cerros y colinas cuyo sustrato esta formado por materiales del Neógeno Premantos y por los cuaternarios Postmantos, dentro de un marco más complejo que son las **Cordilleras Béticas**, que a su vez forman parte del sistema de cadenas alpinas que rodean el Mediterráneo occidental (Sanz de Galdeano, 1990). Las Béticas se extienden con dirección noreste-suroeste desde las costas alicantinas hasta el Golfo de Cádiz, prolongándose por el mar hasta las islas Baleares, separadas del Macizo Ibérico por la Cuenca del Guadalquivir, se entrecruzan al este con la Cordillera Ibérica, (Fig. 1). Su formación se debió a esfuerzos compresivos, de dirección norte-sur y/o nornoroeste-sursureste, debidos al acercamiento y colisión de la placa africana contra el Macizo Central Ibérico al abrirse el océano Atlántico.

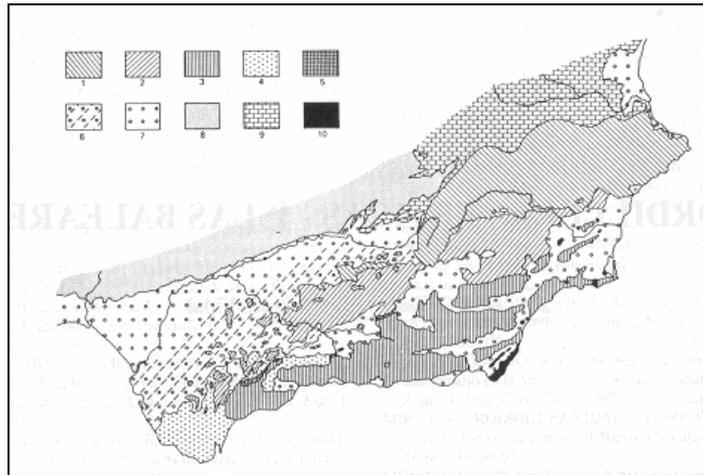


Fig. 1.- Unidades Tectónicas de la Cordillera Bética. 1: Prebético, 2: Subbético, 3: bética, 4: Alóctono, 5: Dorsal Bética, 6: Depresión del Guadalquivir, 7: Terrenos Postorogénicos, 8: Zócalo Hercínico, 9: Mesozoico del Macizo Ibérico, 10: Neógeno volcánico. (Según Fontbote & Estévez, 1980).

Las cordilleras Béticas han sido divididas, en base a criterios tanto litológicos y tectónicos como paleogeográficos, en dos zonas: *Externa* e *Interna*.

Las **Zonas Externas**, se formaron en su mayor parte en el margen sur y este del Macizo Ibérico, y son considerados, por autores como Baena y Jerez (1982), materiales autóctonos depositados sobre el margen continental de la placa europea. Esta zona ha sido subdividida a su vez en dos zonas, la *Prebética* y la *Subbética*, con deformaciones e historias diferentes.

La **Zona Prebética**, abarca desde las cercanías de Martos (Jaén) hasta el Cabo de la Nao (Alicante). Sus materiales dominantes son las calizas, margas y areniscas, depositados en áreas más próximas al continente que los materiales que van a formar el Subbético.

La **Zona Subbética**, presenta rocas volcánicas correspondientes a erupciones submarinas acaecidas durante el Terciario, concretamente en el Mesozoico y el Eoceno; así como afloramientos de ofitas de edad triásica.

En las **Zonas Internas**, afloran de forma extensa materiales del Paleozoico, que aparecen en su mayor parte afectados por procesos de metamorfismo. Esta zona incluye los complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, las dorsales y las unidades del Campo de Gibraltar.

2.- ESTRATIGRAFIA

Los yacimientos prehistóricos de El Bagil se asientan sobre los materiales carbonatados del Neógeno Premantos, concretamente sobre las calcarenitas del Serrevaliense medio (Mioceno medio). Estos mismos materiales, dispuestos en capas horizontales, pueden observarse en el cenajo situado justo enfrente, donde los lugareños han aprovechado las cavidades naturales ocasionadas por la erosión diferencial, para ubicar apriscos para el ganado (Fotos 3 y 4).



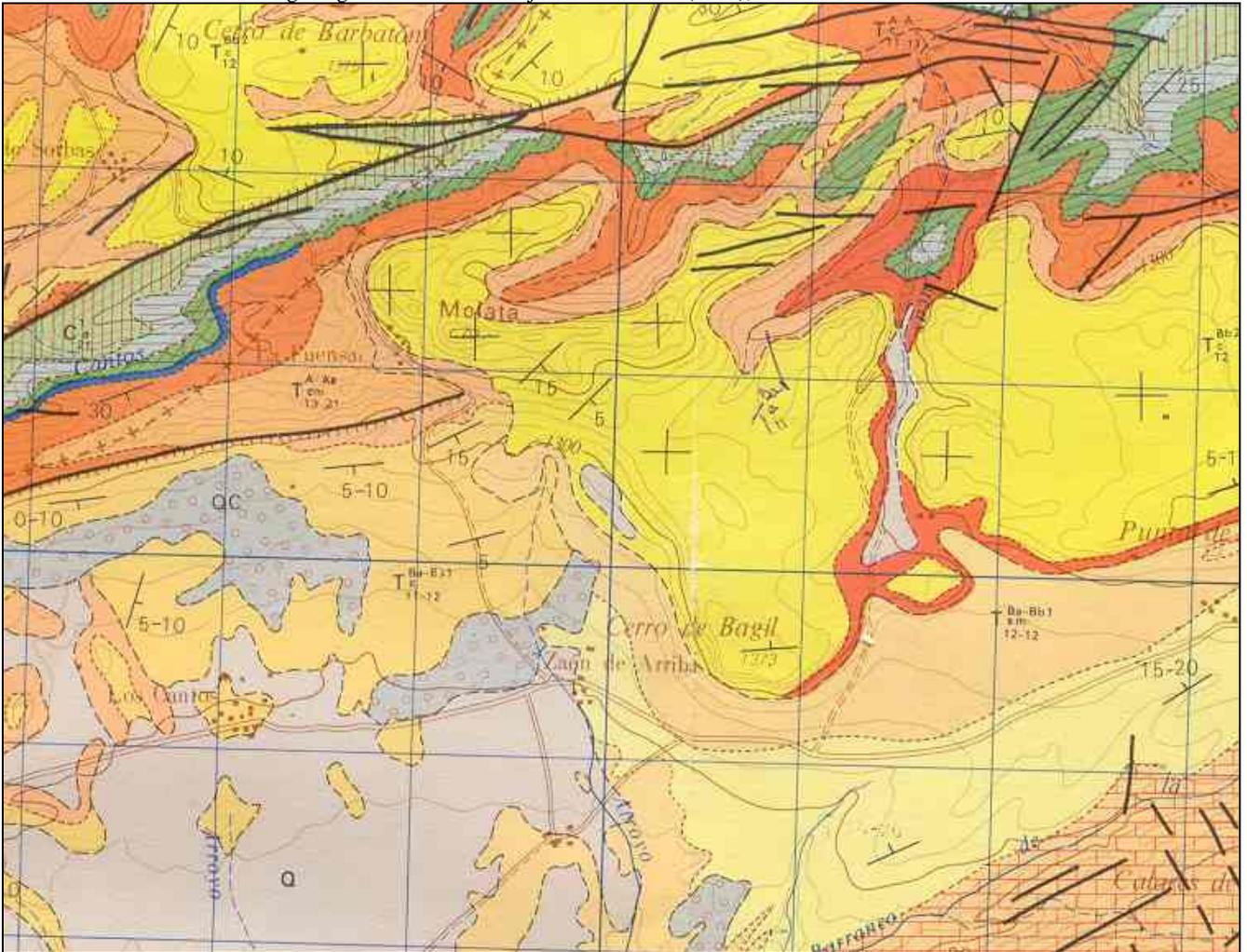
Foto 3: Aspecto externo del aprisco, los vecinos de la zona han utilizado de forma tradicional, las oquedades naturales del cenajo para guardar el ganado. Este es el caso de esta oquedad, en cuyas paredes se han observado restos de pinturas datadas en torno al siglo XV.



Foto 4 Aspecto interior del aprisco

La percepción visual que tenemos de la separación del conjunto se debe a la socavación de este macizo rocoso por la “rambla de Lucas” que ha permitido a su vez el afloramiento de un conglomerado basal, y el depósito de materiales

Fig.2: Mapa geológico (E 1:50.000) del área del Bagil, se puede observar la sección que se ha utilizado para realizar el corte geológico. Detalle de la hoja 889 del IGME (1981), área de Moratalla.



En nuestro corte geológico (Fig. 4), que para una mejor comprensión del entorno geológico del Bagil sobrepasa el recorrido propuesto en esta unidad didáctica, se pueden observar las siguientes formaciones:

Al sur del cortijo de Toral de Arriba se han cartografiado materiales del **Prebético Interno** pertenecientes al Cretácico Superior. En la base se dispone un "complejo dolomítico" depositado en un periodo que abarcaría del Cenomaniense al Turoniense, seguido de un conjunto carbonatado de edad Santoniense-Maestrichtiense según dataciones de los autores del IGME (1981).

El **Conjunto dolomítico**, que aparece en la cartografía en color azul claro y con una trama de líneas rojas (Cdm²⁻⁰ 21-22), esta formado por dolomías de grano fino muy bien estratificadas, que han dado microfaunas de *Foraminíferos*, *Gasterópodos*, *Lamelibranchios*, que han permitido su datación.

El **Santoniense-Maestrichtiense**, en la cartografía en color verde y con una trama de líneas oblicuas rojas (Ccm 24-26), esta situado directamente sobre el conjunto dolomítico anterior faltando todos los materiales carbonatados del periodo Coniaciense, como ocurre

en la Sierra de la Umbría de la Mata. Esta formado por margas y calizas de colores claros, bien estratificadas, que han podido ser bien datadas gracias a su contenido en microfauna. Sobre el Cretácico se superponen los materiales marinos del **Paleógeno** correspondientes al periodo Daniense-Montiense, que aparecen en la cartografía de un fuerte color butano y con la signatura Tc^{A-A}_{11-13} . Son calizas masivas blancas ricas en microfauna de *Foraminíferos*

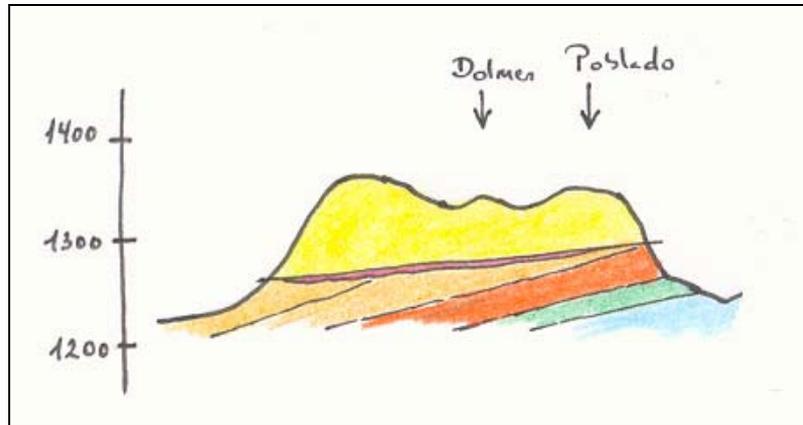


Fig. 4: Corte geológico de la zona entre el Dolmen y el poblado prehistórico del Bagil

Sobre todos estos materiales se disponen de forma discordante las **formaciones Premantos del Neógeno**, depósitos fundamentalmente de origen marino que abarcan del Aquitaniense al Burdigaliense-Serravaliense (Mioceno inferior-medio).

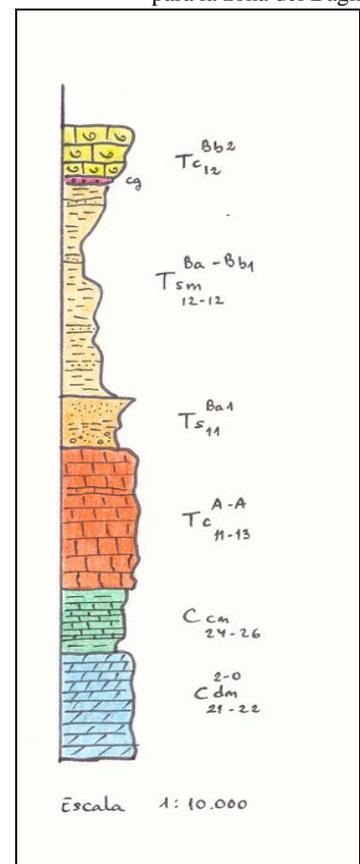
En la base tenemos la **Formación roja basal**, que aparece representada en el mapa por un suave color anaranjado y la signatura Ts_{11}^{Ba1} . Esta formada por areniscas de color variado con intercalaciones margosas más frecuentes en los tramos inferiores. Presentan faunas del Mioceno inferior (Aquitaniense basal) representadas por *Gasterópodos*, *Briozoos*, *Ostrácodos* y *Globorotalidos*.

Discordante sobre ella se dispone la **Facies margosa**, que aparece en la cartografía con un suave color crema y la signatura Tsm_{12-12}^{Ba-Bb1} . Formada por margas, margocalizas y calizas margosas, junto con algunas areniscas, presenta faunas de *foraminíferos* (*Globorotalidos*) y se le atribuye una edad Burdigaliense-Serravaliense medio. Estos materiales suelen presentar cambios laterales de facies con las calizas masivas del Serravaliense medio.

Los macizos carbonatados del **Serravaliense Medio**, que son representados en la cartografía por un fuerte color amarillo y la signatura Tc_{12}^{Bb2} , forman el substrato sobre el que se edificaron los yacimientos prehistóricos del Bagil.

Este conjunto de materiales carbonatados presenta a escala regional una discordancia angular muy importante dentro del Neógeno marino. En este sector las capas del Serravaliense se disponen horizontalmente, formando un suave sinclinal entorno al Puntal de la Covacha; y la discordancia viene marcada por un nivel de base

Fig. 3: Columna estratigráfica ideal para la zona del Bagil



conglomerático, que en la cartografía aparece reseñado en color fuertemente anaranjado y con las siglas “cg”.

Los conglomerados son poligénicos, con cantos mesozoicos y paleógenos de calizas y dolomías, matriz calcárea (fotos 5 y 6).



Fotos 5 y 6. Aspecto del nivel conglomerático “cg” y detalle de los cantos

Los niveles carbonatados superiores están formados por calcarenitas bioclásticas (Fotos 7 y 8), lumaquelas (fotos 11 y 12) y calizas masivas, donde los autores del IGME (1981) han descrito faunas de *Equinodermos*, *Lamelibraquios*, *Briozoos*, *Melobesias*, *Amphistegina sp.*, *Cibicides sp.* y *Globigerínidos*.



Fotos 7 y 8: Calcarenita bioclástica, pueden apreciarse los restos de conchas de lamelibranchios, algunos pequeños cantos y la porosidad móllica que forma la desaparición de estos



Fotos 9 y 10: Costras de alteración formadas por movilización del hierro (foto izquierda) y por eflorescencia del carbonato (a la derecha).



Fotos 11 y 12: aspectos de los niveles con mayor contenido en restos de lamelibranquios (Pectínidos).

En nuestro trabajo y con la inestimable colaboración del Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología, de la Facultad de Química de la Universidad de Murcia, concretamente de su director de departamento el profesor Don Rafael Arana Castillo y el profesor Don Miguel Ángel Mancheño Jiménez, hemos podido realizar una serie de láminas delgadas sobre muestras calcareníticas de esta formación que nos han permitido observar y reconocer al microscopio, restos de *Corales*, *Lamelibranchios*, *Textularidos* (gasterópodos), *Miliólidos* (foraminíferos), *Nummulites* (foraminíferos) y *Briozoos*.



Foto 13. Detalle de los bloques de roca carbonatada que conforman la cámara. Estas calizas están formadas por un acumulo de bioclastos entre los que se ha podido distinguir conchas y briozoos.



Foto 14: Miliólido

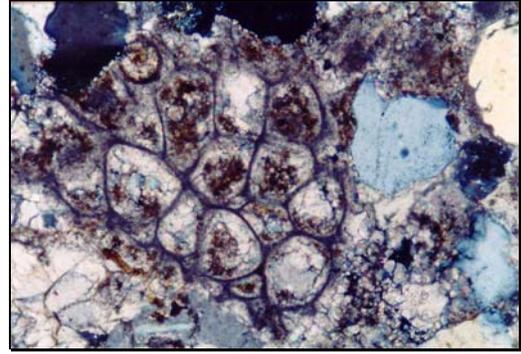


Foto 15: Briozoos

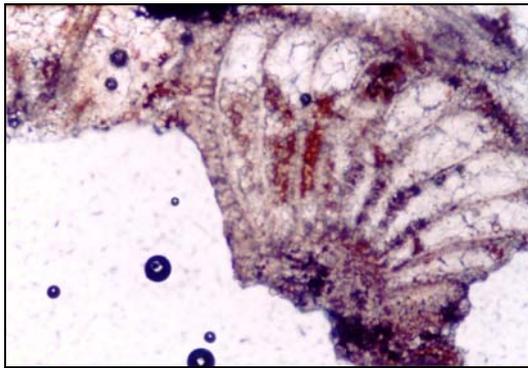


Foto 16: fragmento de coral

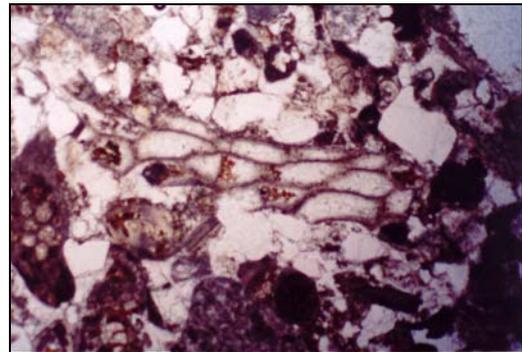


Foto 17: Briozoos y corales

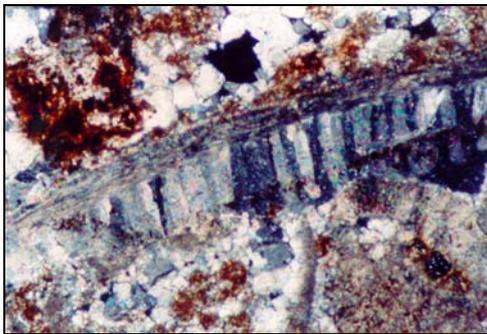


Foto 18: fragmento de concha de un lamelibranquio, se pueden observar la microestructuras internas de la calcita

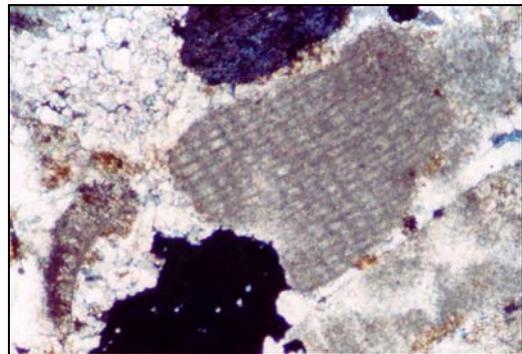


Foto 19: algas

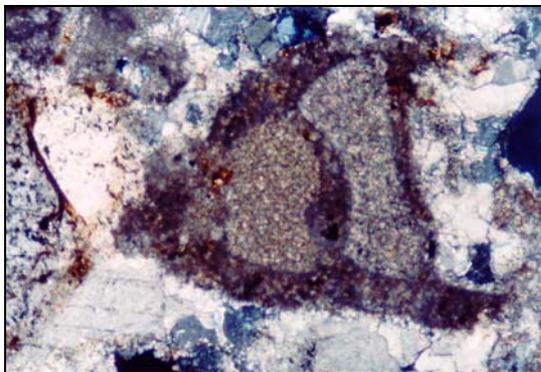


Foto 20: Gasterópodo

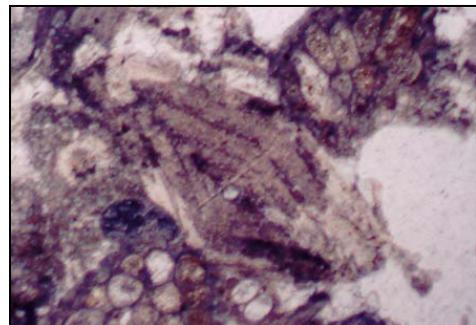


Foto 21: Nummulite

Fotos 22, 23, 24 y 25 secciones de foraminiferos

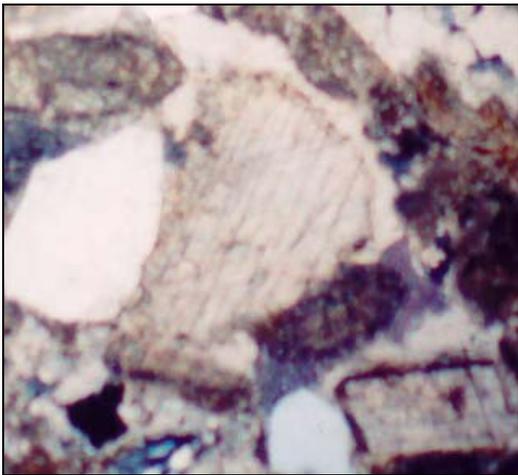
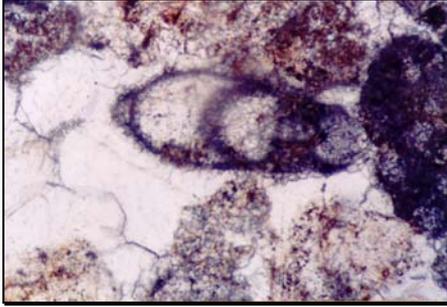


Foto 26: cristal de calcita con su típica exfoliación

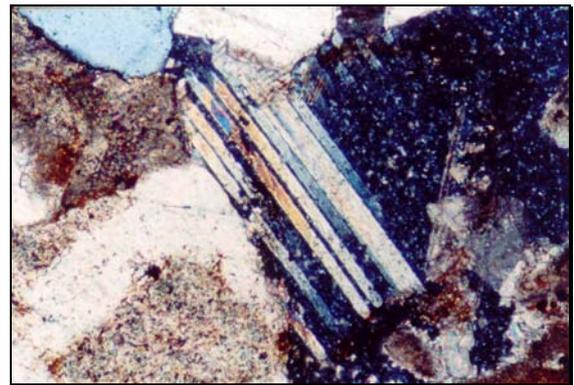


Foto 27: cristal de calcita con maclas polisintéticas



Foto 28: cristal de biotita

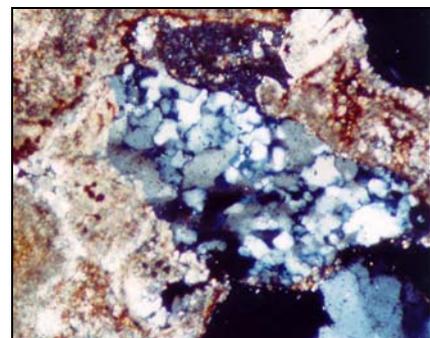


Foto 29: agregado de cuarzo

A todos estos materiales se les sobreimpone un **cuaternario**, que agrupa materiales recientes, poco o escasamente consolidados procedentes de coluviones de las laderas montañosas (Q_c), formados por cantos, costras y arenas con un relieve plano inclinado hacia el cauce actual; y un conjunto de materiales indiferenciados (Q), todos ellos postmantos.



Foto 30: Rambla de Lucas, el substrato es un depósito cuaternario.

3.- GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El Prebético interno observable en la hoja de Moratalla es una unidad autóctona que aparece separada del Prebético externo por la falla de Socovos. La tectónica condicionó la paleografía resultante, y a su vez el tipo de sedimentos que se estaban acumulando en las cuencas condicionó también el estilo tectónico producido durante la fases de deformación, así desde el punto de vista estructural esta zona constituye un cuerpo autóctono donde los acortamientos de la cobertera mesozoica eran el resultado del acumulo de pequeños cabalgamientos y del plegamiento de los materiales implicados. El Prebético interno del entorno del Bagil es difícil de delimitar debido a los recubrimientos de materiales del Mioceno que aparecen corridos localmente como podemos observar el esquema tectónico adjunto.

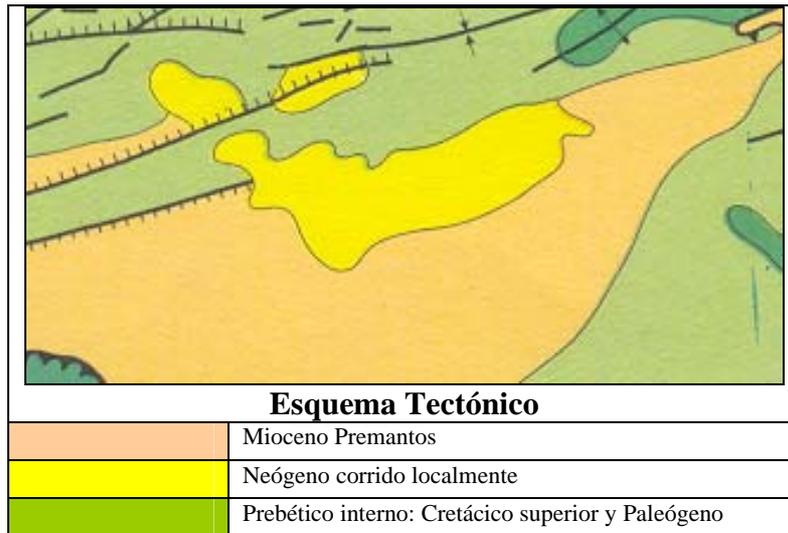


Fig 5: Esquema tectónico de la zona. E:1.250.000. IGME (1981).

En líneas generales se observa que las dolomías del Cenomaniense-Turonense han sido afectadas por fallas normales como respuesta a los procesos distensivos de las fases orogénicas, mientras que los materiales menos competentes del Mioceno no han intervenido en el plegamiento principal, corridos sobre los materiales precedentes y dispuestos horizontalmente sobre ellos.

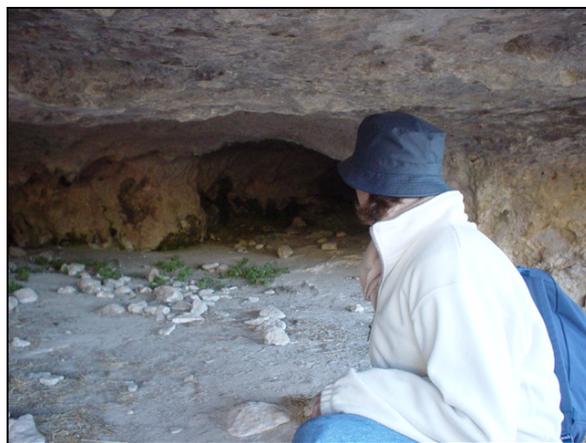
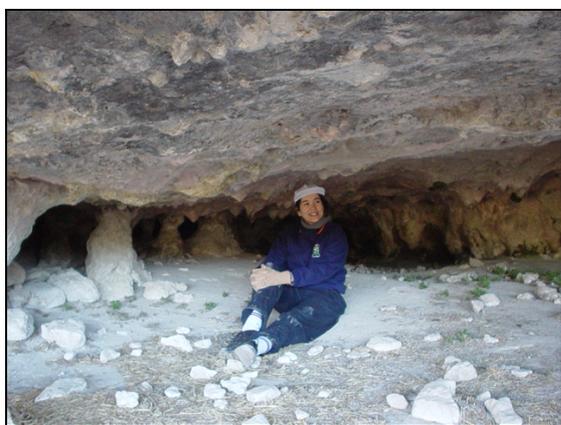
4.- GEOLOGIA HISTÓRICA

Los materiales del Cenomaniense se depositaron durante un largo episodio de transgresión marina que iniciado en un periodo anterior, se generaliza en el momento de su depósito, son facies pues netamente costeras con sedimentos marinos que denotan proximidad al continente, facies de plataforma y de lagoon, pero sin llegar a ser continentales. La sedimentación dolomítica caracteriza los medios de lagoon restringidos y se plantea la posibilidad de que la zona constituyese un área de umbral. Durante el Coniaciense nos encontramos con un periodo de no sedimentación que marca la instalación, durante el Santoniense de medios pelágicos con depósitos de margas y calizas, directamente sobre los lagoons de la etapa anterior. Durante el Paleógeno se producen nuevos movimientos de la línea de costa con acumulos importantes de terrígenos que dan lugar a las areniscas y calcarenitas del Cuisiense, junto con materiales claramente neríticos y pelágicos; seguidos de una regresión marina en el Luteciense que instala medios más continentales y que desemboca en una emersión de la plataforma durante el Biarritziense netamente marcada por la existencia de fondos endurecidos (hard-ground) y que se mantendrá hasta el Oligoceno medio a partir del cuál las aguas vuelven a invadir la zona formando medios de isla-barrera, que aísla la zona del mar abierto. Los movimientos y corrimientos sufridos durante las etapas posteriores provocaron la instalación sobre estos depósitos autóctonos, de los depósitos acumulados durante el Mioceno en otras áreas. Así tenemos los depósitos continentales del Aquitaniense marcados por continuos movimientos de la línea de costa; durante el Burdigaliense-Serravaliense, una nueva fase orogénica redistribuye las áreas y los medios de sedimentación, y produce los depósitos carbonatados que hemos observado en el cenajo del Bagil. Durante el cuaternario se eleva toda la región generalizándose el ambiente continental actual.

5.- GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto de vista geomorfológico el entorno del Bagil presenta importantes formas de modelado que pueden circunscribirse dentro de tres grandes procesos de modelado: la karstificación, la erosión y los fenómenos de ladera.

El **paisaje kárstico** es uno de los mejor desarrollados en las Cordilleras Béticas localizándose en los macizos calcáreos, en las molasas del mioceno y en los encostrados del cuaternario. La disolución de estas rocas, controlada por factores bioclimáticos, litológicos y estructurales, confiere al relieve unas peculiaridades morfológicas únicas, tanto de carácter superficial (**karst exógeno**) como subterráneo (**karst endógeno**). En las Béticas, las condiciones el clima frío y húmedo del Cuaternario, con nevadas y lluvias abundantes, favorecieron una importante disolución de los materiales. En la zona del Bagil hemos encontrado estalactitas y estalagmitas en los materiales miocenos cerca de los manantiales que pueden observarse en la Fig 6. y en las fotos 31 y 32.



Fotos 31 y 32: Caverna con estalactitas (endokarst).

El **proceso de karstificación** en sencillo, cuando se inician las precipitaciones, el agua de lluvia penetra a favor de las irregularidades de las rocas (pequeñas fracturas, diaclasas, planos de estratificación, porosidad, etc.) hasta que alcanza una zona impermeable donde puede llegar a desarrollar, si la entidad es suficiente, una corriente de agua subterránea. El agua de lluvia cargada de CO_2 genera ácido carbónico que ataca al macizo carbonatado provocando el inicio de su disolución química, ensanchando las irregularidades iniciales hasta originar oquedades y grandes cavernas.

Independientemente de la litología y de la estructura de las rocas, ciertas características del paisaje se deben a la influencia directa del clima, que impone las condiciones bajo las cuales tiene lugar el modelado y determina la evolución de este. En este sentido el rasgo geomorfológico más espectacular de las colinas del Bagil, es la intensa **erosión alveolar** que sufren los materiales menos competentes del Mioceno, que se traduce en la formación de cuevas de gran tamaño que han sido utilizadas tradicionalmente por los lugareños como zonas de almacenamiento, e incluso se han edificado cuatro casas-cueva, hoy tan solo habitadas por un anciano.



Foto 33: Vista de las cavernas producidas por erosión alveolar

Los **fenómenos o movimientos de ladera** se producen en zonas de pendiente, por acción de la gravedad y/o del contenido en agua del material implicado, desencadenándose al inestabilizarse la zona por la acción de factores externos (climatología, cambios hidrológicos, erosión, movimientos sísmicos y acciones antrópicas). Son muy frecuentes los **deslizamientos** donde se puede vislumbrar una superficie de despegue que separa el material desplazado del sustrato infrayacente. El proceso se inicia con la infiltración de agua en el terreno durante épocas lluviosas, de forma que se incrementa el peso de la capa potencialmente desplazable y disminuye el coeficiente de rozamiento interno, de forma que el esfuerzo de cizalla lo supera y la capa acaba desgarrándose y desplazándose ladera abajo. También se han observado ejemplos de **desprendimientos**, producidos por efecto de la gelifracción de los macizos rocosos, carbonatados, en áreas de fuerte pendiente. El macizo rocoso se fragmenta de forma que grandes bloques y cantos caen y son acumulados al pie de los escarpes (Foto 34).

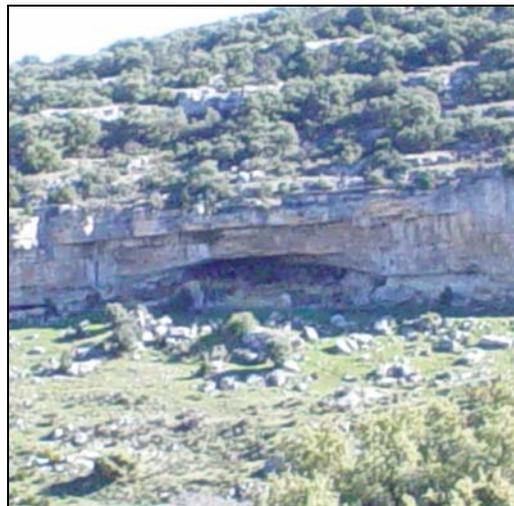
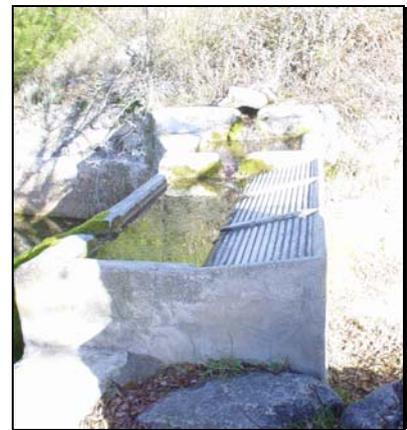


Foto 34: Desprendimientos al pie del cenajo del Bagil.

6.- HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, las dolomías masivas del Cenomaniense que aparecen en el fondo del valle tienen cierto interés, ya que su elevada permeabilidad y su potencia las capacita como potenciales almacenes de agua subterránea. Los materiales carbonatados del Serravaliense muestran afloramientos de agua que están siendo utilizados por los vecinos para el riego de huertas y el abastecimiento de sus casas, así hemos encontrado en el fondo del valle dos estanques, a los que se puede acceder fácilmente por un camino que bordea la rambla; y en dirección contraria hacia la ubicación de las casas-cueva hemos podido localizar muy fácilmente dos manantiales que ya habían sido ubicados en el mapa topográfico del año 1942



Fotos 35 y 36: Vistas del lavadero y estanque

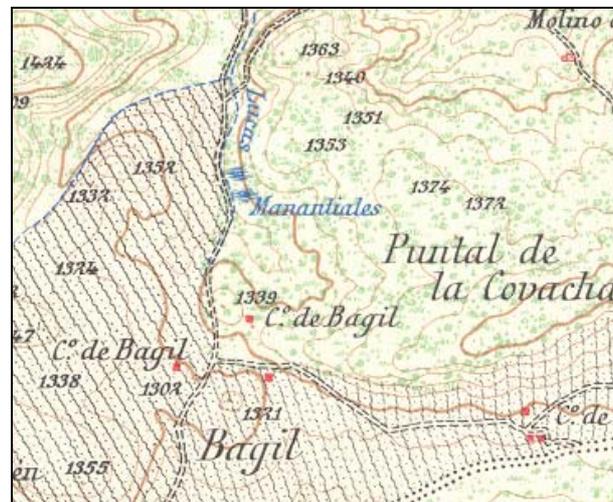


Fig 6: Fragmento de la hoja de Moratalla de 1942, editado por el Instituto Geográfico y Catastral, donde se puede observar la situación de los dos manantiales



Fotos 37, 38 y 39: Manantiales cercanos a las casas-cueva. Aparecen cartografiados en el mapa topográfico de Moratalla del año 1942.



Foto 40: Colada estalagmítica y estalagmitas en el entorno inmediato de la primera fuente cercana a las casas cueva del cenajo.

7.- EDAFOLOGIA:

El **suelo** es el resultado de la alteración física, química y biológica de los materiales infrayacente originándose en su seno una diferenciación vertical en niveles con diferente composición y textura, conocidos como “*horizontes*”, que nos permiten definir un “*perfil del suelo*” Fig 7.

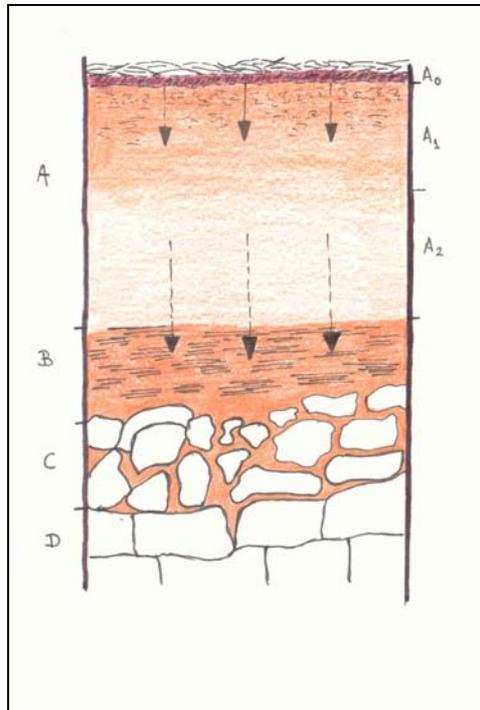


Fig. 7.- Perfil de un Suelo. Modificado de Cobertera (1993).

En el **Horizonte A**, *de eluviación o nivel de lixiviación*, se produce el lavado vertical de los minerales, finos y solubles, por infiltración del agua en el terreno, lo que empobrece el horizonte. Es la capa más superficial, caracterizada por la presencia de materia orgánica en forma de humus lo que le confiere un color oscuro. En ocasiones se le puede subdividir en tres horizontes:

Subhorizonte A₀.- compuesto fundamentalmente por restos vegetales, presenta alto contenido en humus en profundidad por descomposición de la hojarasca superficial.

Subhorizonte A₁.- compuesto por una mezcla de materia orgánica y materia mineral.

Subhorizonte A₂.- compuesta por una mayor proporción de materia mineral.

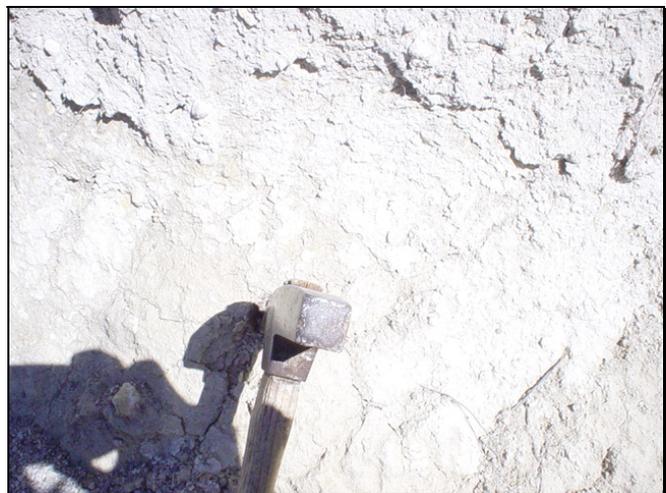
En el **Horizonte B**, *de iluviación o de precipitación*, se produce la concentración de las sales procedentes del horizonte A. Carente de humus, presenta una coloración muy intensa por el alto contenido en arcillas y minerales. El **Horizonte C**, es un horizonte *mineral*, situado sobre la roca madre. En el se aprecia la fragmentación del sustrato rocoso original. El **Horizonte D**, es la roca madre sin alterar.

Las diferentes escuelas edafológicas a nivel internacional han ido desarrollando diversas clasificaciones de suelos, basándose generalmente en los factores que influyen en su formación. Así se han considerado factores como la *naturaleza de la roca madre*, importante ya que su

composición va a condicionar la composición final del suelo; la *topografía de la zona* y el *tiempo de evolución*, factores de interés ya que un terreno con escaso relieve favorece el acumulo de material y el desarrollo posterior de un suelo será más importante cuanto más tiempo estén funcionando los procesos generadores de suelo; la *climatología* dominante, favorecerá o no los procesos erosivos, así un cambio climático hacia condiciones áridas y semiáridas llevará a una desaparición o empobrecimiento de la cobertura vegetal y al inicio de la erosión y de la desertización; la presencia o no de *fauna* y *vegetación*, son de los factores más condicionantes ya que favorecen la oxigenación del suelo y permiten la fijación del sustrato, fertilizándolo y transformando la materia orgánica muerta en humus.

Las clasificaciones más utilizadas actualmente son la norteamericana o Soil Taxonomy (USDA, 1975) adaptada para los estudios técnicos de suelos en España por Nieves et al. (1988) y basada entre otros factores en la presencia de horizontes diagnóstico, color, estructuras presentes, etc.; y la clasificación de la FAO (FAO-UNESCO, 1982) que intento establecer una cartografía mundial de suelos en base a una clasificación universal de suelos basados en horizontes de diagnóstico pero de mayor simplicidad que la clasificación norteamericana.

En el área del Bagil, a lo largo de la rambla de Lucas, hemos observado un suelo del tipo **Regosol calcárico**.



Fotos 41 y 42: A la izquierda aspecto general del regosol calcárico. A la derecha, detalle del terreno

Estos suelos suelen desarrollarse sobre materiales carbonatados poco competentes como es el caso de las margas y margocalizas, depósitos que se encuentran en esta zona. Suelen ser suelos pobres en elementos nutritivos, pedregosos (Foto 43), con un perfil poco evolucionado, y muy sensibles a la erosión laminar producida por el arranque de las partículas del suelo al impactar las gotas de lluvia en el terreno



Foto 43: Detalle de los fragmentos de roca del regosol calcárico.

Este suelo presenta un color gris claro cuando esta húmedo y una tonalidad más blanquecina cuando el material esta seco, su textura es franca y su estructura migajosa. Tiene una fina porosidad, y presenta poca colonización radicular.

BIBLIOGRAFÍA:

- **Baena, J., Jerez, L. (1982):** "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la zona Bética s. str." Colección Informe IGME. 256 pp.
- **Cobertera Laguna, E. (1993):** "Edafología Aplicada". Ediciones Cátedra S.A. Madrid. 326 pp.
- **IGME (1981):** "Moratalla". Mapa Geológico de España nº 889, E:150.000, 54 pp.
- **FAO-UNESCO (1982):** "Documents D: draft definitions of soil units at high level". Roma.
- **Nieves et alt., (1988):** "Clave de los suelos españoles". Madrid, Mundi-Prensa.
- **Sanz de Galdeano, C. (1990):** "La prolongación hacia el Sur de las fosas y desgarres del Norte y Centro de Europa: una propuesta de interpretación". Revista Sociedad Geológica Española, 3, (1-2), pp 231-259.
- **USDA (1975):** "Soil Taxonomy", Agriculture Handbook 435. Washington.

ANEXO I

¿CÓMO SE HACE UNA LÁMINA DELGADA?

El Sr. Salvador González Pedrero, es la persona encargada de la elaboración de láminas delgadas en el Departamento de Química, Agrícola, Geología y Edafología de la Facultad de Química de la Universidad de Murcia. El ha trabajado las muestras que hemos podido examinar al microscopio y de las que proceden las fotografías de microfauna de esta unidad didáctica, y ha sido tan amable de dedicarnos unos momentos para enseñarnos como realiza de forma artesanal estas pequeñas "joyas". Como el bien dice primero hay que facilitarle un trozo de la roca a estudiar, y que habremos cogido previamente en el campo anotando su posición en la formación de la que procede, la dirección y buzamiento de las capas y todos aquellos datos que nos puedan resultar posteriormente de interés y ayuda en la interpretación de lo que observemos al microscopio.

Cuando la muestra llega al laboratorio, el laborante corta un pequeño fragmento con una cortadora de ladrillos en forma de prisma rectangular, que ha de ser siempre inferior en tamaño al portamuestras estándar (lámina de cristal de 2'8 x 4'8 cm.) donde va a ser fijado. Para pegar la muestra al "porta" hay que preparar primero mediante un fino pulido manual las superficies que van a ser pegadas, para ello se utilizan tres granulometrías (de mayor a menor: 400, 600 y 1000) de Carburo de siliceo. Se preparan tres cubetas, que van a contener cada una de ellas un tamaño concreto del carburo y en su interior se coloca una superficie de cristal sobre la que deslizar la muestra, más un cierto contenido de agua para poder formar un barro abrasivo que nos facilite el pulido de la muestra.

Se empieza el pulido por la cubeta que contiene la granulometría más gruesa (nº de referencia 400) y que nos va a "aplanar" la muestra. Una vez aplanada, se lava para eliminar los restos del carburo y la pasamos a la segunda cubeta que contiene la granulometría intermedia (600) y repetimos la misma operación de pulido y lavado para llegar a la tercera cubeta (1000) que nos permite obtener un "superpulido". Para confirmar que la roca tiene ese "superpulido" que necesitamos, se coloca la muestra mirando hacia la luz y se observa la superficie que hemos pulido de forma que si se aprecia una superficie especular podemos continuar el procedimiento. Si se aprecian sombras deberemos repetir la operación de pulido por que la muestra no estaría bien preparada. Si esta correcta se deja secar a temperatura ambiente, antes pegarla al "porta", que también habremos pulido, pero solamente con la granulometría intermedia (600), con el fin de obtener una superficie opaca.

Una vez seca la muestra y el "porta" se utiliza un pegamento especial (Loctite 358), que tiene la propiedad de polimerizar mediante rayos ultravioletas, para pegar las dos superficies pulidas. El procedimiento es sencillo: se colocan una pocas gotas de pegamento sobre la superficie pulida de la muestra y se le sobrepone la superficie pulida del "porta" presionando con el dedo ligeramente para que se fijen y a la vez haciendo con el dedo un pequeño movimiento oscilatorio sobre el porta para eliminar las posibles burbujas que pudieran formarse en el pegamento. Para completar la fijación se le

aplica la lámpara de rayos ultravioletas durante un tiempo medio de unos 2 ó 3 minutos (Salvador recomienda que incluso se deje unos 5 minutos para asegurarse). Los restos de pegamentos se eliminan con alcohol u otro disolvente.

Una vez pegada la muestra al “porta” se la coloca en el soporte de corte de la “maquina de hacer láminas delgadas” (Petro Thin “Thin Section Systems” de la casa Buehler). Este soporte esta conectado a una bomba de vacío que permite la sujeción de la muestra de trabajo, que va a ser ahora cortada y desbastada por la maquina. El primer corte que hace la maquina nos rebaja el grosor del fragmento rocoso a unos 0’5 mm de espesor. El siguiente paso de la maquina es efectuar el “desbastado” de ese pequeño fragmento hasta un tamaño de 100 a 120 micras de espesor. Este espesor aunque pequeño, es aún enorme para poder estudiar la muestra al microscopio, por lo que debemos volver a pulir la muestra de forma manual con el carborundo de tamaño intermedio (600) hasta conseguir un espesor final de 30 micras. Al ser un procedimiento de pulido manual, el laborante para saber que realmente ha obtenido esas 30 micras, debe comprobar a la vez que esta efectuando el pulido, los colores de interferencia del cuarzo contenido en la muestra mediante su observación en el microscopio petrográfico.

Una vez obtenido el espesor de 30 micras, se procede a colocar el cubre objetos, una finísima lámina de cristal de unos 2’3 x 4 cms, siguiendo el mismo sistema de pegado que se utilizó con el “porta”, de forma que la lámina ya esta lista para ser observada al microscopio petrográfico.