

## **ESTUDIO GEOLOGICO DEL CAMPO FILONIANO DE LA FREGENEDA (SALAMANCA)**

LÓPEZ PLAZA, M. \*

CARNICERO, A. \*

GONZALO, J.C. \*

**RESUMEN.**— En este trabajo se aborda el estudio de un denso campo filoniano: la naturaleza y características de los filones, sus relaciones con la deformación y con los granitos, su génesis y emplazamiento. En función de todos estos datos se han distinguido tres grupos principales: filones pegmatíticos N-S, filones concordantes WN W-ESE y filones del sector E-SE. Y se ha establecido una secuencia en su aparición comparándola con algunos modelos teóricos para la intrusión del magna (modelo de ROBERTS).

**ABSTRACT.**— In this work a close dike field has been studied. Emphasis is placed on the composition and fundamental properties of these dikes: their connexion with the regional tectonic and granitic rocks and their genesis and emplacement. According to these data, we have distinguished three main groups: N-S pegmatite dikes, WN W-ESE concordant sheets and E-SE zone dikes. Their sequence has been established and is compared with certain theoretical models for magma intrusion (ROBERTS' model).

### **I. INTRODUCCION**

En el extremo noroeste de la provincia de Salamanca se encuentra un denso campo filoniano que se extiende sobre una zona de 30 a 40 Km.<sup>2</sup> en los alrededores del pueblo de La Fregeneda. Esta zona ocupa la parte más occidental de una estrecha banda metamórfica, de dirección E-W, limitada al norte por el granito de Saucelle y al sur por el de Lumbrales.

Los materiales en que dichos filones, fundamentalmente pegmatíticos, se emplazan, son sedimentos metamorfizados infraordovícicos, que por su naturaleza

\* Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Salamanca.

y características se atribuyen al complejo esquistograuváquico.

La serie, homogénea y uniforme en su composición, en la que no se distinguen niveles estratigráficos diferenciados, está constituida por rocas cuarzo micáceas con distintos grados de metamorfismo, y abundantes niveles calcosilicatos de 1 a 20 cm. de potencia, que aparecen en toda la zona marcando claramente la estratificación.

El metamorfismo regional que afecta a estos metasedimentos varía de la facies esquistos verdes, zona de la biotita, que es el más extendido y cuya paragénesis es para los materiales esquistosos: cuarzo, moscovita, biotita y clorita. Desarrolla silicatos cálcicos en los niveles calcosilicatos, siendo cuarzo, actinolita-trenolita, clinozoisita y plagioclasa básica en menor cantidad, su paragénesis. Llega a la zona de la andalucita-cordierita, cuya isograda sigue aproximadamente el contacto del granito, e incluso a la zona de la sillimanita en la parte más próxima a éste (CARNICERO, *in litt.*). Este metamorfismo regional es, al menos, anterior a la segunda fase de deformación.

Se desarrolla además un metamorfismo de contacto con nódulos de cordierita, que engloba una lineación mineral de biotitas, y que aparece en la zona de la biotita del metamorfismo regional debido quizás a la acción de un granito no aflorante.

La zona está en parte rodeada por el granito de Lumbrales estudiado por CARNICERO (1980), que es un granito heterogéneo de dos micas, de grano fino a medio. Si bien hay una clara continuidad petrológica, cabe hacer una distinción entre el granito que llamaremos del Sur y el del Este. El primero, en su parte occidental manifiesta un control tectónico en su emplazamiento, que no sólo condiciona la geometría del contacto recto WNW-ESE, con diques paralelos y esquistosidad del encajante concordante, sino que además lo deforma desarrollando una fábrica planar. Mientras en la parte oriental, la geometría irregular de los contactos, las masas y diques graníticos no orientados y la ausencia de una fábrica planar —únicamente presenta una foliación de origen fluidal en los bordes, debida en gran parte a su propia dinámica de emplazamiento— indican que la deformación se atenúa y el granito se emplaza sin estar sometido a fuerzas externas.

El granito del Este, con ligeras diferencias texturales y mineralógicas, presenta apófisis ovoides, diques anulares y masas irregulares asociadas, cuyo mecanismo de emplazamiento parece ser de tipo «magma-stopping». Estos cuerpos por sus relaciones con los diques WNW-ESE ligados al granito del Sur —a los que algunas de estas masas cortan claramente— constituirían una segunda pulsación magmática posterior a éste e incluso al propio granito masivo del Este.

La deformación hercínica, descrita a nivel regional por MARTINEZ FERNÁNDEZ, 1974; y CARNICERO, 1980, se manifiesta en esta zona por dos fases principales y procesos tardíos de menor importancia.

La primera fase desarrolla una esquistosidad de flujo muy marcada de orientación general NW-SE vergente al NE, y paralela al plano axial de pliegues apretados de eje subhorizontal, cuyas charnelas son visibles a veces en el campo.

La segunda fase, menos intensa y penetrativa, se manifiesta por una crenulación que afecta a la esquistosidad anterior. Así mismo existe una lineación mineral marcada por biotitas blásticas, muy constante en toda la zona, cuyas direcciones coinciden con los ejes de los micropliegues de crenulación con valores en torno a  $110 \pm 10^\circ$  al E. Ligada a esta fase II se desarrolla una franja en el contacto del granito del Sur, como una manifestación más intensa, que verticaliza y comprime las estructuras anteriores de los metasedimentos, llegando a originarse una esquistosidad de segunda fase que transpone la de flujo y observándose la presencia de arcos poligonales. Esta franja afecta también al granito, deformándolo, y la presencia en él de algunos sigmoides sugiere que el mecanismo de deformación en estas zonas de acentuación de la fase II tendría algún componente rotacional dextro. También relacionada con esta fase, por sus direcciones N-100-110-E, existe al norte de la zona una suave antiforma deducible a escala cartográfica, que es desplazada por una falla NE-SW y que se continúa hacia el Este incluso con toda probabilidad a través del granito como parece indicar la disposición de su fábrica planar.

Como manifestaciones tardías de la deformación hercínica, existen pliegues laxos centimétricos, kink-bands y fracturas NE-SW que a veces presentan segregaciones de cuarzo dando lugar a los «sierros» (GARCIA DE FIGUEROA y PARGA, 1970).

## II. ESTUDIO DE LAS ROCAS FILONIANAS

En función de la observación de la disposición cartográfica de los filones, de su naturaleza y de sus relaciones con el encajante, los podemos clasificar en tres grupos:

### A. Filones N-S discordantes.

Son pegmatitas graníticas simples (HUANG, 1968), compuestas por cuarzo, feldespatos alcalinos y mica blanca —moscovita— como minerales principales, siendo sus proporciones muy variables, aunque son más frecuentes los que presentan un predominio de los feldespatos. Berilo, en pequeños cristales verdes, lepidolita y a veces espodumena, y turmalina son los accesorios más frecuentes. La lepidolita en ocasiones es muy abundante, sobre todo en el extremo NW de la zona que ocupan estos filones, destacando en el terreno los colores violáceos.

Su estructura interna es muy variada, presentando a veces una clara zonación tanto en cuanto a la composición —con cuarzo más abundante en los bordes que en el centro o viceversa, o aumento de las micas hacia los bordes, etc.— como a la orientación de los cristales —perpendiculares al contacto en los bordes y paralelos en el centro; o paralelos en los bordes, perpendiculares en la zona intermedia y nuevamente paralelos en la parte central—. No obstante, lo más frecuente es que aparezcan como diques de grano grueso, heterométricos, disminuyendo el tamaño de grano hacia los bordes donde a su vez son más ricos en cuarzo y micas.

Una estructura llamativa y relativamente frecuente, son los cristales monominerales de feldespato de hasta 30 cm. de longitud, que crecen perpendiculares a las paredes del dique en forma de flecha con su extremo en punta hacia el borde y su parte más ancha hacia el centro. Constituyen estructuras similares a las estructuras en peine, descritas para venas hidrotermales por BATEMAN (1950) (Fig. 1).

Estos filones pegmatíticos N-S, cortan siempre a la esquistosidad con gran ángulo, cercano a los  $90^\circ$ , son pues netamente discordantes (Fig. 2). Forman los crestones de las laderas y las cimas de las lomas y sus direcciones, muy uniformes, están alrededor de los  $N-10 \pm 10^\circ E$ , buzando en general 75 al E. Su potencia es variable oscilando entre los 10-20 cm. y los 3-4 m. llegando en algunos casos como en el dique central de la mina Feli a los 8 m. Tienen un marcado carácter tabular, aunque a veces se observa un aumento de potencia en profundidad. Su corrida es de unos 100 m. pudiendo alcanzar los 400-500 m. ocasionalmente.

Estos diques son concordantes con un sistema de diaclasas fuertemente desarrollado de dirección también  $N10-20E$  y que son por tanto «casi» perpendiculares a los ejes de los pliegues de crenulación y a la lineación mineral. Corresponderían a diaclasas «a-c» de tensión (HOBBS, MEANS and WILLIAMS 1976). Estas diaclasas según PRICE (1966) se desarrollan preferentemente en rocas plegadas en las que varía poco la competencia de unas a otras, como en algunas series metamórficas —este es nuestro caso—. Para TURNER (in PRICE op. cit.) en este tipo de rocas al menos, las diaclasas se originan después de la principal fase tectónica. Son consecuencia por tanto de la fase II.

Los filones pegmatíticos N-S discordantes, se emplazan pues siguiendo un sistema de diaclasas «a-c» de tensión ligeramente posteriores a la segunda fase de deformación. Como se puede observar en las Figs. 3 y 4, los máximos de las representaciones de los polos de diaclasas y pegmatitas coinciden.

En cuanto a la modalidad de emplazamiento de estas pegmatitas, siguiendo los criterios de CHADWICK (1958), indican que éste es permisivo, por cuanto siguen un modelo regional de fracturación, de diaclasas de tensión, que han sufrido un desplazamiento antes o durante el emplazamiento de los diques pegmatíticos. A su vez la presencia de zonaciones y de estructuras en peine sugieren movili-

dad, es decir, que el material que ocupa estas diaclasas fue en algún momento totalmente móvil (CAMERON, 1949). Y finalmente su emplazamiento se ha producido por introducción, o sea, que los materiales que forman las actuales pegmatitas han venido de otros sitios, lo cual es indicado por las aureolas de turmalinización en el encajante junto a los bordes de algunos diques. Probablemente es el producto residual de la cristalización de algún magma.

### **B. Filones concordantes WNW-ESE.**

Los podemos definir en general como aplo-pegmatíticos, aunque existen dos tipos, unos claramente pegmatíticos tanto textural como mineralógicamente, y otros aplíticos, que en realidad son granitos de grano fino leucocráticos, con biotita escasa, más frecuente a medida que nos acercamos al granito del Sur. Se caracterizan por la presencia de turmalina y andalucita y la ausencia de estructura interna, aunque pueden mostrar un ligero bandeo paralelo a los bordes.

Sus direcciones muy uniformes se sitúan alrededor de los  $110^{\circ}$  E y son sub-verticales buzando  $80-85^{\circ}$  al S. De potencia en general menor que los N-S, se mantienen concordantes o subconcordantes a la esquistosidad de los metasedimentos, a la que sólo de manera local cortan o doblan ligeramente.



Fig.1.- Ejemplo de estructuras en peine en una pegmatita discordante N-S.

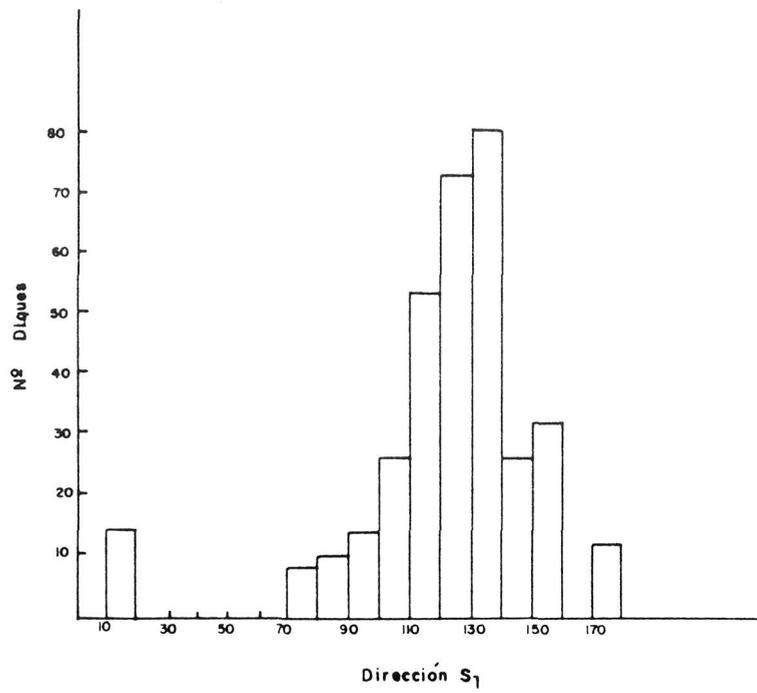


Fig. 2.- Relación entre la abundancia de filones y la dirección de la esquistosidad.

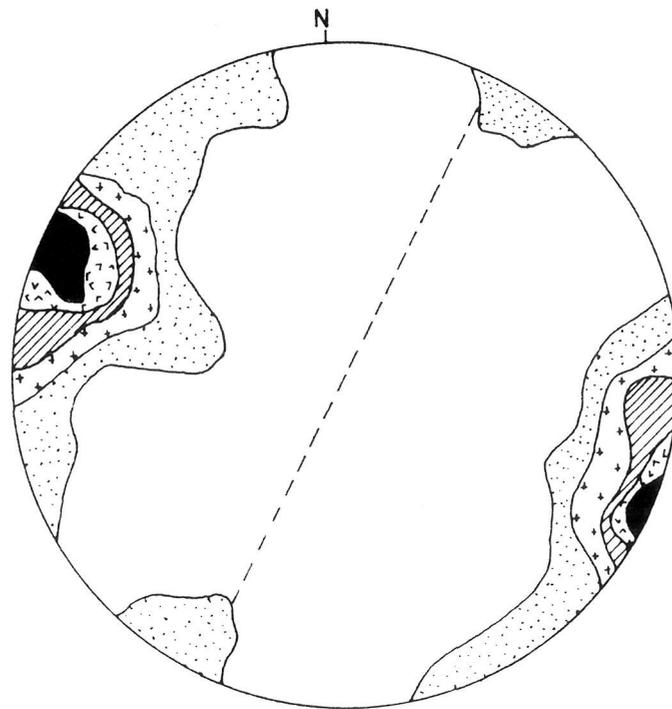


Fig. 3.- Polos de 80 diaclasas. Contornos 1,3,6,9,12 y 14%.

Nunca llegan a penetrar en el granito manteniéndose paralelos a su contacto. Esto unido al aumento relativo de su densidad en las proximidades del granito, nos hace pensar en la posibilidad de que estén relacionados genéticamente con éste. Su emplazamiento habría estado condicionado por la tectónica y así hacia el Este donde se atenúa la influencia de la banda de deformación más intensa ligada a la fase II, los filones pierden su disposición uniforme paralela al contacto y su estilo laminar.

### C. Filones del sector E-SE.

Los filones y diques del sector E-SE son aplíticos, micrograníticos y graníticos de grano fino y en ocasiones medio, leucocráticos, con biotita escasa y frecuente turmalina.

Sus direcciones son variables adaptándose algo a los contactos del granito masivo, o disponiéndose concéntricamente a algunas apófisis. Y su buzamiento pequeño, nunca mayor de  $30^\circ$  y hacia afuera, sugiere en algunos casos mecanismos de tipo ring-dyke.

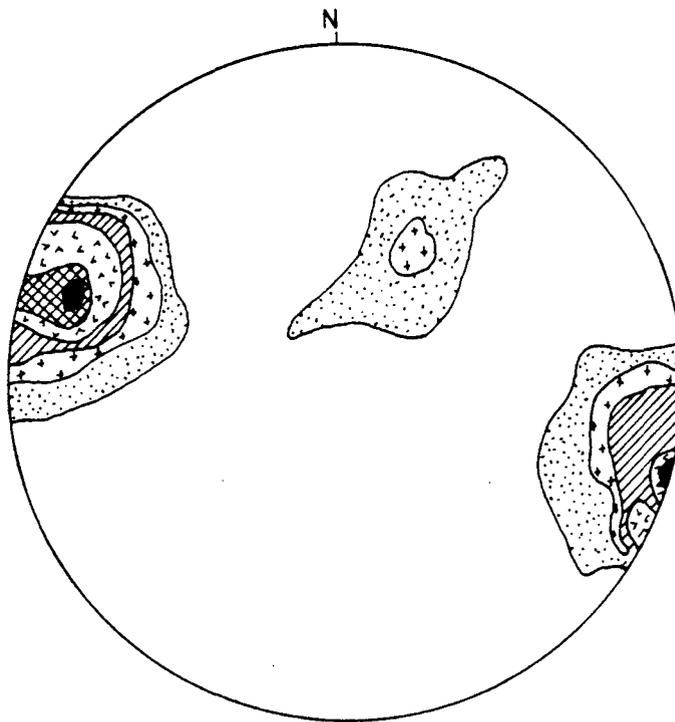


Fig. 4.- Polos de 60 pegmatitas N-S. Contornos 1,3,6,10,14 y 19%.

Son en general subconcordantes con la esquistosidad, la cual manifiesta también direcciones variables siguiendo la forma del granito, no apreciándose en esta zona la tendencia característica de la primera fase, NW-SE.

Por su mayor abundancia y potencia al acercarnos al granito, estos filones y apófisis deben estar relacionados genéticamente con los granitos de esta zona, aunque son claramente posteriores en el tiempo.

A diferencia de los otros grupos filonianos, en su emplazamiento existe un escaso control tectónico.

### III. RELACIONES ENTRE LOS DISTINTOS TIPOS DE FILONES

Como ya hemos indicado, los filones concordantes WNW-ESE son cortados netamente por las apófisis y masas irregulares del sector E-SE, siendo por tanto anteriores a estos cuerpos y a sus filones asociados.

Por otro lado, si los filones concordantes están condicionados en su disposición por la acción de una banda de deformación más intensa, cuyo desarrollo es más manifiesto durante la fase II, y los N-S ocupan diaclasas a-c de tensión ligeramente posteriores a ésta, se emplazarían después de los WNW-ESE. Si bien la curvatura que se observa en los filones N-S en el contacto con esta franja de deformación indicaría que aún tenía cierta actividad y que el emplazamiento de unos y otros no es muy distante en el tiempo.

Las relaciones entre los filones N-S y los del sector E-SE no están claras pues su distribución espacial es diferente y posiblemente estamos en niveles distintos de erosión. Podrían ser simultáneos o posteriores los del sector E-SE, pues las masas graníticas irregulares no parecen afectadas por la deformación que produce la curvatura de los N-S.

Los «sierros» de cuarzo que rellenan las fracturas tardías NE-SW serían el último episodio filoniano de la zona.

Esta secuencia en el emplazamiento de los filones parece coherente con el modelo establecido por ROBERTS (1969), para la intrusión de magmas producidos por fusión parcial bajo un campo de esfuerzos no hidrostático, en terrenos frágiles. Este modelo, basado en los criterios de rotura bajo presión interna de Griffith-Murrell, fue definido para una situación diferente a la de nuestra zona. Pero no nos parece inadecuada su extrapolación a un ambiente cortical en el que no existe anatexia, o al menos no hay focos próximos de ello, y por tanto la presión magmática en una aproximación la suponemos constante, considerando también que se produce deformación dúctil en determinadas zonas. Por tanto a pesar de los distintos contextos y de esta última consideración, creemos que el

modelo de ROBERTS (op. cit.) es aplicable dado que su desarrollo se fundamenta en los valores relativos de los tres esfuerzos principales.

ROBERTS analiza una situación en la que el esfuerzo vertical —que él considera  $\sigma_z = gdz = p$ , donde  $g$  es la constante de la aceleración de la gravedad,  $d$  la densidad del material,  $z$  la profundidad y  $p$  la presión magmática— es el principal intermedio y constante, y  $\sigma_x$  y  $\sigma_y$ , máximo y mínimo respectivamente son horizontales. Esta distribución de esfuerzos se puede considerar análoga a la que existe en nuestro caso, donde  $\sigma_x$  sería de dirección aproximada N-S, como se puede demostrar a partir de un trabajo en preparación de uno de nosotros (L.P.), y  $\sigma_y$  sería aproximadamente E-W.

La variación de la diferencia de esfuerzos  $\sigma_x - \sigma_y$  daría lugar a las siguientes estructuras:

1.-  $\sigma_x - \sigma_y$  es en valor absoluto alto. Es decir que  $\sigma_x$  es mucho mayor que  $\sigma_y$ . En esta situación se producirían zonas dúctiles de cizalla sin intrusión.

2.-  $\sigma_x - \sigma_y$  tiene un valor menor que en el caso anterior.  $\sigma_x$  es mayor que  $\sigma_y$ . Se continúa la deformación anterior llevando ahora asociados diques verticales. Serían los filones que hemos definido como concordantes WNW-ESE.

3.-  $\sigma_x - \sigma_y$  tiene un valor aún menor, cercano a 0.  $\sigma_x$  es poco mayor que  $\sigma_y$ . Aparecen entonces diques verticales paralelos al máximo esfuerzo. Serían los filones pegmatíticos N-S discordantes. Y esto estaría de acuerdo con la teoría de la formación de diaclasas a-c de tensión perpendiculares al mínimo esfuerzo (GRIGGS and HANDIN, 1960, in HOBBS, MEANS and WILLIAMS 1976).

4.-  $\sigma_x - \sigma_y = 0$  entonces  $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = gdz = p$ . Se formarían redes ramificadas y bolsadas de magma, que en el caso más ideal serían esféricas. Correspondería a las apófisis y masas irregulares del sector E-SE de nuestra zona.

La correspondencia entre el modelo teórico de ROBERTS y los hechos comprobados en el campo filoniano de La Fregeneda parece suficiente estrecha para tratar de explicar su desarrollo a través de éste, del cual sería un buen ejemplo.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la empresa MIDUESA, propietaria de las concesiones mineras existentes en el área, las facilidades dadas para la realización de este trabajo.

### BIBLIOGRAFIA

- BATEMAN, A.M., 1950: Economic mineral deposits. 2d ed. N.Y. John Wiley & Sons, 916 p.
- CAMERON, E.N., JAHNS, R.H., McNAIR, A.H. and PAGE, L.R., 1949: Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geology*, Mon. 2, 115 p.
- CARNICERO, M.A., 1980: Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo, (Salamanca). Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca.
- CARNICERO, M.A., (in litt): Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbrales (Salamanca): *Studia Geológica*.
- CHADWICK, R.A., 1958: Mechanisms of pegmatite emplacement. *Bull. Geol. Soc. America*, vol, 69, pp. 803-836.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R., 1971: Características fundamentales de los «sierros» de la provincia de Salamanca. *Bol. Geol. Min.*, T. 82-83-84, pp. 287-290.
- HOBBS, E.B., MEANS, D.W. and WILLIAMS, F.P., 1976: An outline of structural geology. John Wiley & Sons, Inc. London.
- HUANG, T.W., 1968: Petrología. Traducción Unión tipográfica Hispano-Americana. México.
- MARTINEZ FERNANDEZ, F.J., 1974: Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Prov. de Salamanca y Zamora). Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.
- PRICE, J.N., 1966: Fault and Joint development in brittle and semibrittle rocks. Ed. Pergamon Press. London.
- ROBERTS, J.L., 1969: The intrusion of magma into brittle rocks. In «Mechanisms of igneous intrusion» G. Newal and N. Rast, Gallery Press. Liverpool 1970. pp. 287-338.

MAPA GEOLOGICO DEL CAMPO FILONIANO  
DE LA FREGENEDA (SALAMANCA)



LEYENDA

-  METAMORFISMO DEL COMPLEJO ESQUITO-GRANITICO
-  GRANITOS DEL DIA
-  GRANITO DE LIMBULES
-  GRANITOS DEL ESTE
-  APOFISIS Y DIQUES ASOCIADOS AL GRANITO DEL ESTE
-  FILONES APLO- PERMITICOS ~ E-W
-  FILONES PERMITICOS ~ N-S
-  "SIBARS"
-  FABRIC PLANAR EN EL GRANITO
-  ORIENTACION MINERAL DE PLATA EN EL GRANITO
-  ESTRATIFICACION
-  ESQUITOSIDAD
-  LINEACION DE CREMALLON
-  LINEACION MINERAL
-  EJE DE RODINES

