

UN PROGRAMA PARA LA ESTIMACION DE LA DEFORMACION TECTONICA. APLICACION A «MANCHAS» DISCOIDALES METAMORFICAS DE HONTANARES. (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

C. MARTIN ESCORZA *

RESUMMEN.— Se presenta y describe un programa (STRBA) en Basic para la obtención de las gráficas que, siguiendo el método propuesto por RAMSAY (1967), conducen a la estimación del valor de la deformación en el plano por el que se ha seccionado la roca que contiene los objetos deformados.

Aplicado a una muestra de «manchas» discoidales metamórficas existentes en un nivel pelítico-samítico entre las capas, principalmente carbonatadas, de Hontanares (estribaciones sur de Gredos) se deduce la existencia de una deformación por aplastamiento subvertical.

Las relaciones entre la disposición de estas lentículas y la estratificación sugiere una sincronidad entre los procesos de plegamiento e intrusión granítica.

SUMMARY.— A basic program is presented (STRBA) to plot the graphics of the Ramsay's method for estimating the strain ellipse from a «section» of rock with deformed ellipsoidal objects.

Has been applied to 100 discoidal spots (of metamorphic origin) included in pelitic-samitic beds between a marble formation, neighborhood of Hontanares. The result established for this disk-shaped an plane strain in the vertical direction. The near relation between the folded stratification and the structural characters of the spots, suggest a synchronism in the folding, metamorphism and granitic intrusion, in this point.

* Instituto de Geología, C.S.I.C. C/ José Gutiérrez Abascal, 2, Madrid-6.

INTRODUCCION

Un medio para estimar el elipsoide de deformación en un punto es el disponer en él de objetos afectados por tal deformación. Dichos objetos suelen tener formas en general asimilables a elipsoides simétricos de tres ejes ($X > Y > Z$)

geométricos principales. A través de ellos se sabe desde CLOOS (1947) que es posible relacionar su disposición y distorsión con la estructura del cuerpo rocoso en que se encuentran. El método de tal determinación fue esbozado ya por el mismo CLOOS y ha sido generalizado por RAMSAY (1967) quien para calcular la relación y orientación e elipsoide de deformación en un plano arbitrario propone que sobre una muestra rocosa orientada se haga un corte según dicho plano y para cada elipse del plano se represente en un sistema cartesiano la relación de sus ejes y la desviación angular de, por ejemplo, su eje mayor respecto a una línea de referencia. Valores tomados de dicha representación gráfica son en los que se apoya el cálculo para determinar la sección de elipsoide de deformación en el plano arbitrario elegido. Esta técnica ha ido perfilándose según la atención que algunos autores han prestado a ciertos factores de los diversos que entran en juego durante la deformación. Así por ejemplo: DUNNET (1969) tiene en cuenta el contraste de viscosidad entre las partículas deformadas y la matriz rocosa; ELLIOT (1970) trata de minimizar el factor de la forma de partida; MATTHEWS *et al.* (1974) y también LISLE (1977) establecen métodos algebraicos, para tal determinación.

A veces, por las condiciones del afloramiento y el tamaño de los objetos deformados, es posible medir directamente en el terreno los parámetros dimensionales y angulares de cada uno de los objetos, y entonces las técnicas de computación pueden hacer posible obtener resultados sin necesidad de manejar secciones de roca. Los trabajos antes citados y los de SHIMAMOTO y IKEDA (1976), FLINN (1978) y más recientemente NIELSEN (1983) van perfilando técnicas capaces para manejar tal población de datos y se esperan resultados cada vez más rápidos y consistentes.

Como se ha puesto de manifiesto (MARTIN ESCORZA, 1977) al aplicar, sobre un mismo conjunto de objetos deformados, algunas de las técnicas propuestas por otros tantos autores los resultados obtenidos no varían sustancialmente. Por ello y por su fácil seguimiento gráfico en los pasos del cálculo hemos elaborado un programa en BASIC para el tratamiento, con el método propuesto por RAMSAY (1967), de un conjunto de datos tomados directamente en el terreno sobre objetos deformados.

El objetivo del programa es pues hallar los parámetros que exige dicho método sobre un plano cualquiera por el que se desee «cortar» la muestra.

Por supuesto que la puesta en práctica de estos resultados contiene aún numerosos factores de error (ver por ejemplo la enumeración que de ellos hace HOSSACK (1968), pero creemos que con este tratamiento se minimizan algunos, como por ejemplo la dificultad de coincidencia entre el corte mecánico y el plano de corte deseado (ver por ejemplo STAUFFER y BURNETT, 1979) que aquí no existe.

Programa para la determinación de la deformación.

Los marcadores tectónicos que interesa analizar suponemos que tienen formas elipsoidales de tres ejes perpendiculares, por lo que en realidad es suficiente medir sobre el terreno la orientación de dos de dichos ejes. El tercero se podrá calcular bien por consideraciones geométricas aplicando trigonometría esférica, o bien considerándolo resultado de un producto vectorial entre los vectores superpuestos a los otros dos ejes, como se hace en este trabajo. La primera parte del programa (ver Apéndice) está dedicada a la determinación de dicho tercer eje no medido (Fig. 1).

Partiendo de los datos de dirección Θ y plunge ϕ (coordenadas esféricas) de un eje, sus cosenos directores con relación a un sistema cartesiano asociado está dado por la transformación:

$$\begin{aligned} a &= \cos \Theta \cdot \cos \phi \\ b &= \operatorname{sen} \Theta \cdot \cos \phi \\ c &= \operatorname{sen} \Theta \end{aligned}$$

Los cosenos directores de un eje perpendicular a otros dos, de los que se conocen sus coordenadas esféricas Θ_i, ϕ_i ($i = 1, 2$), son los coeficientes de los términos del determinante:

a_3	b_3	c_3
$\cos \Theta_1 \cdot \cos \phi_1$	$\operatorname{sen} \Theta_1 \cdot \cos \phi_1$	$\operatorname{sen} \phi_1$
$\cos \Theta_2 \cdot \cos \phi_2$	$\operatorname{sen} \Theta_2 \cdot \cos \phi_2$	$\operatorname{sen} \phi_2$

y una vez conocidos, junto con las dimensiones medidas, determinan totalmente el elipsoide ideal que representa al objeto deformado.

En este programa (que denominamos STRBA) (ver Apéndice) se suponen medidas las orientaciones de los ejes mayor, X, y menor, Z, de los objetos deformados (líneas 340 a 360).

Conocidos los cosenos directores en coordenadas cartesianas (líneas 170 a 270) el paso a coordenadas esféricas (que son las que se utilizan para proyectar en estereográfica) están dadas por la transformación:

$$\begin{aligned} \Theta_3 &= \operatorname{arc. tag. } b_3/a_3 \\ \phi_3 &= \operatorname{arc. sen } c_3 \end{aligned}$$

esta transformación está ordenada en las líneas 280 a 310, teniendo que añadir las condiciones expuestas en las líneas 320 a 330 por las características propias de la representación.

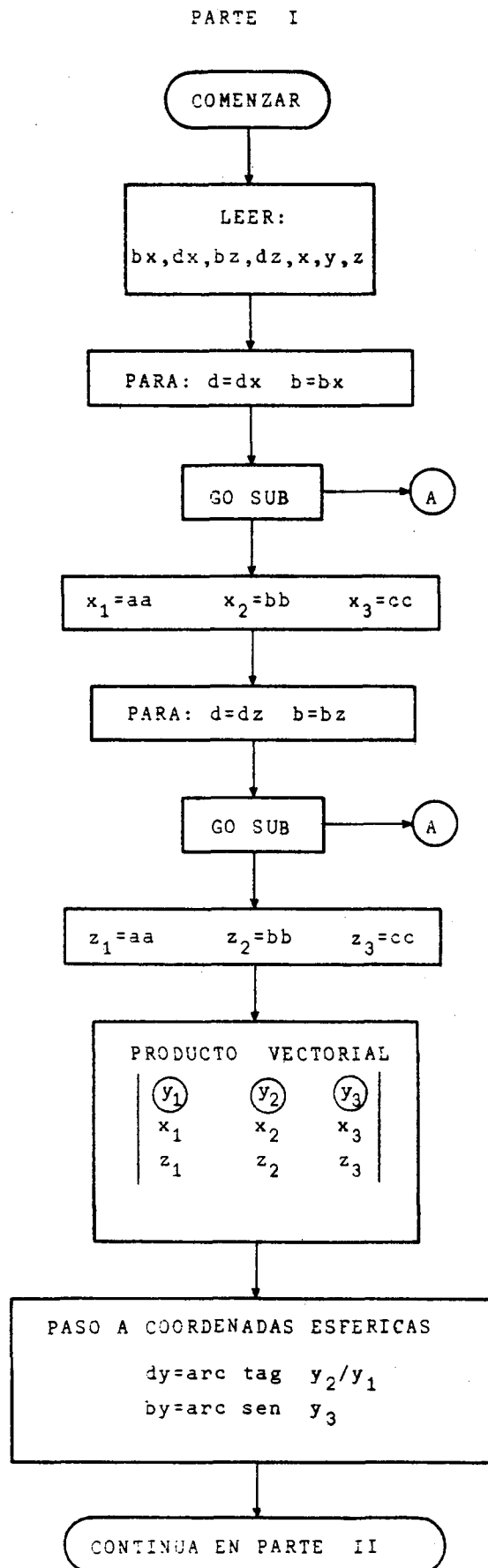


Figura 1. Trayecto del diagrama de flujo del programa STRBA correspondiente al cálculo del tercer eje, perpendicular a los otros dos conocidos, del elipsoide que supone se asemejan los objetos deformados.

PARTE II

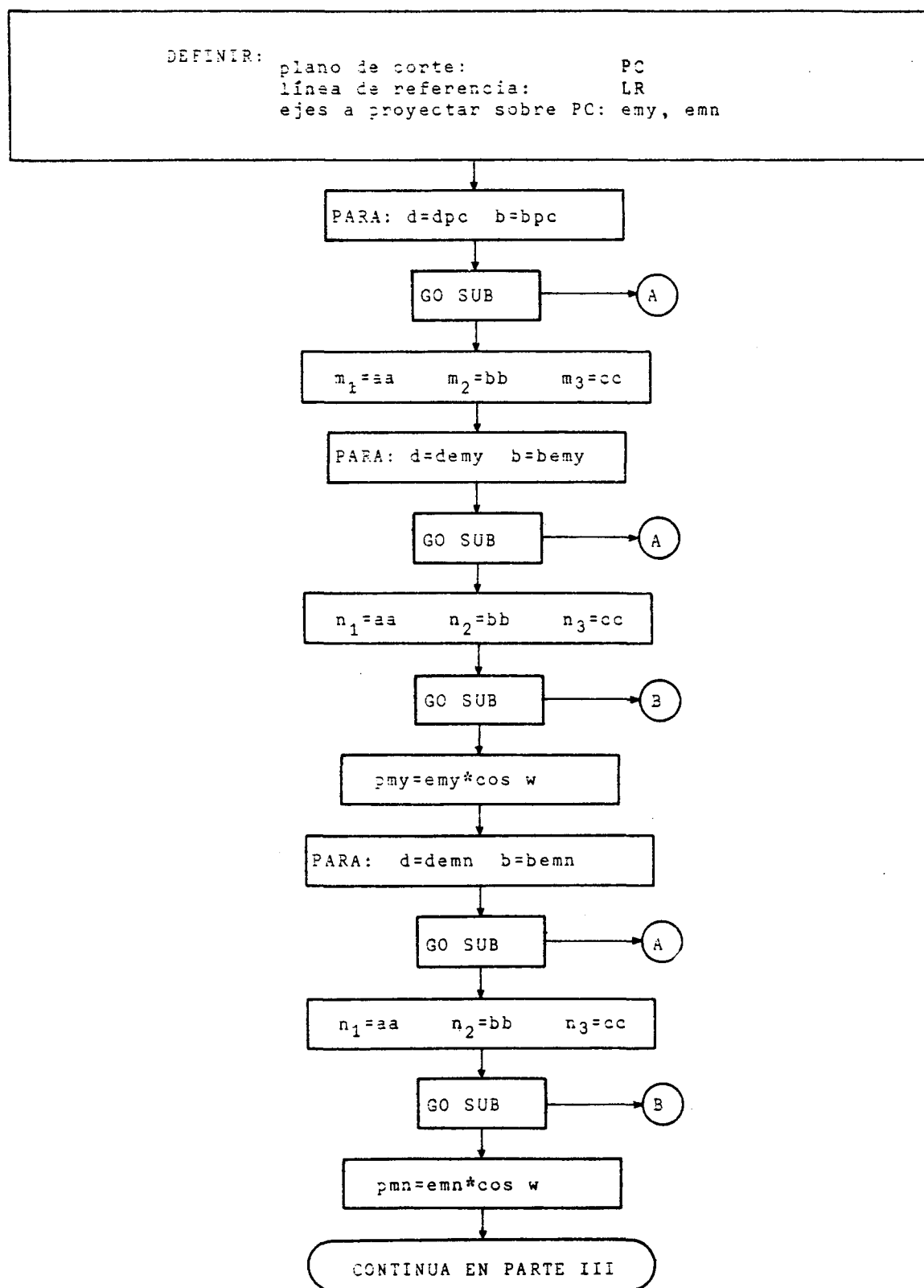


Figura 2. Parte del diagrama de flujo del programa, en el que se determinan los valores de proyección de los ejes geométricos principales de los objetos deformados sobre el plano de «corte» en el que se quiere estimar la deformación.

PARTE III

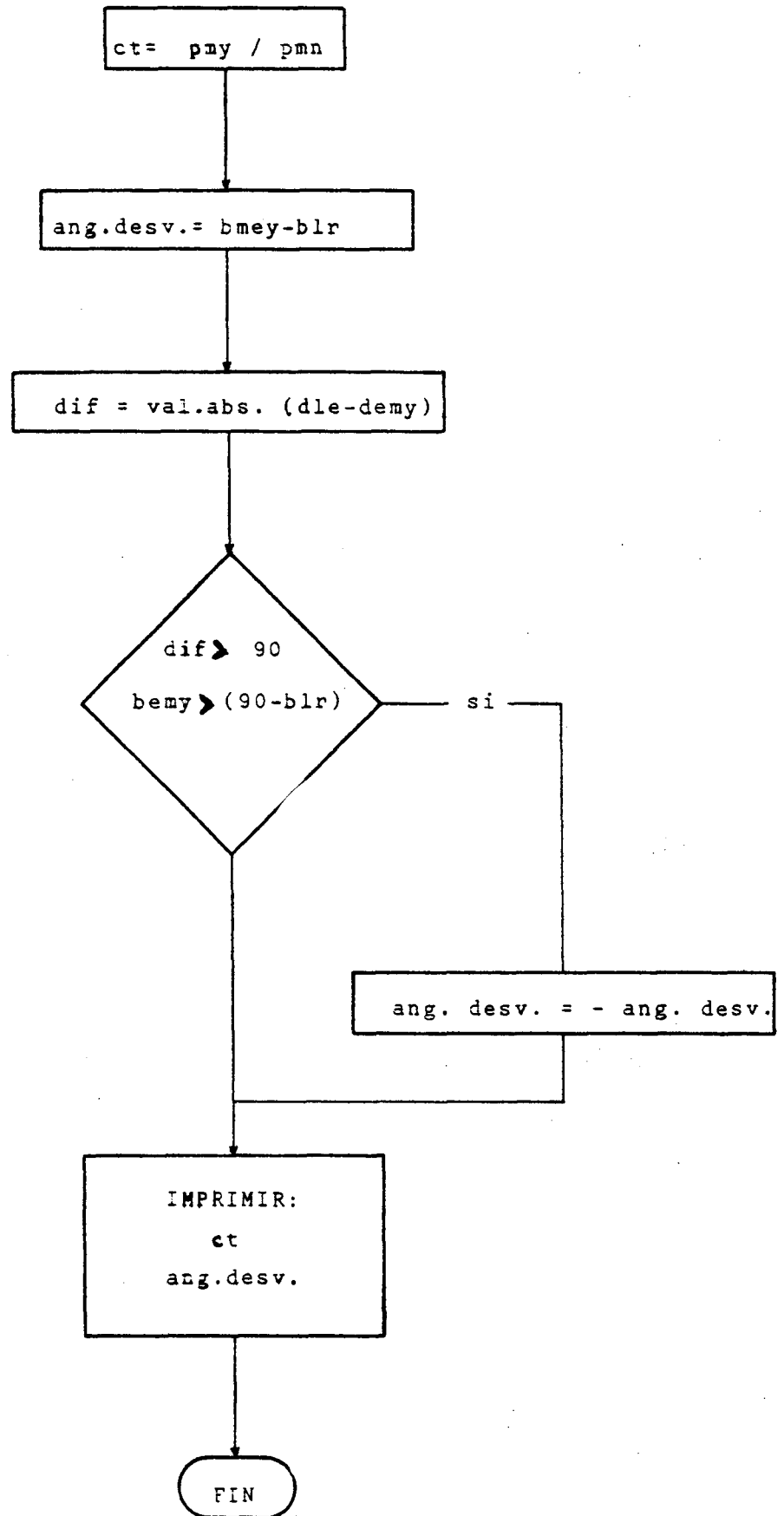


Figura 3. Ultima parte del diagrama de flujo del program STRBA en el que ya se calculan las coordenadas del punto a proyectar en el diagrama propuesto por RAMSAY (1967).

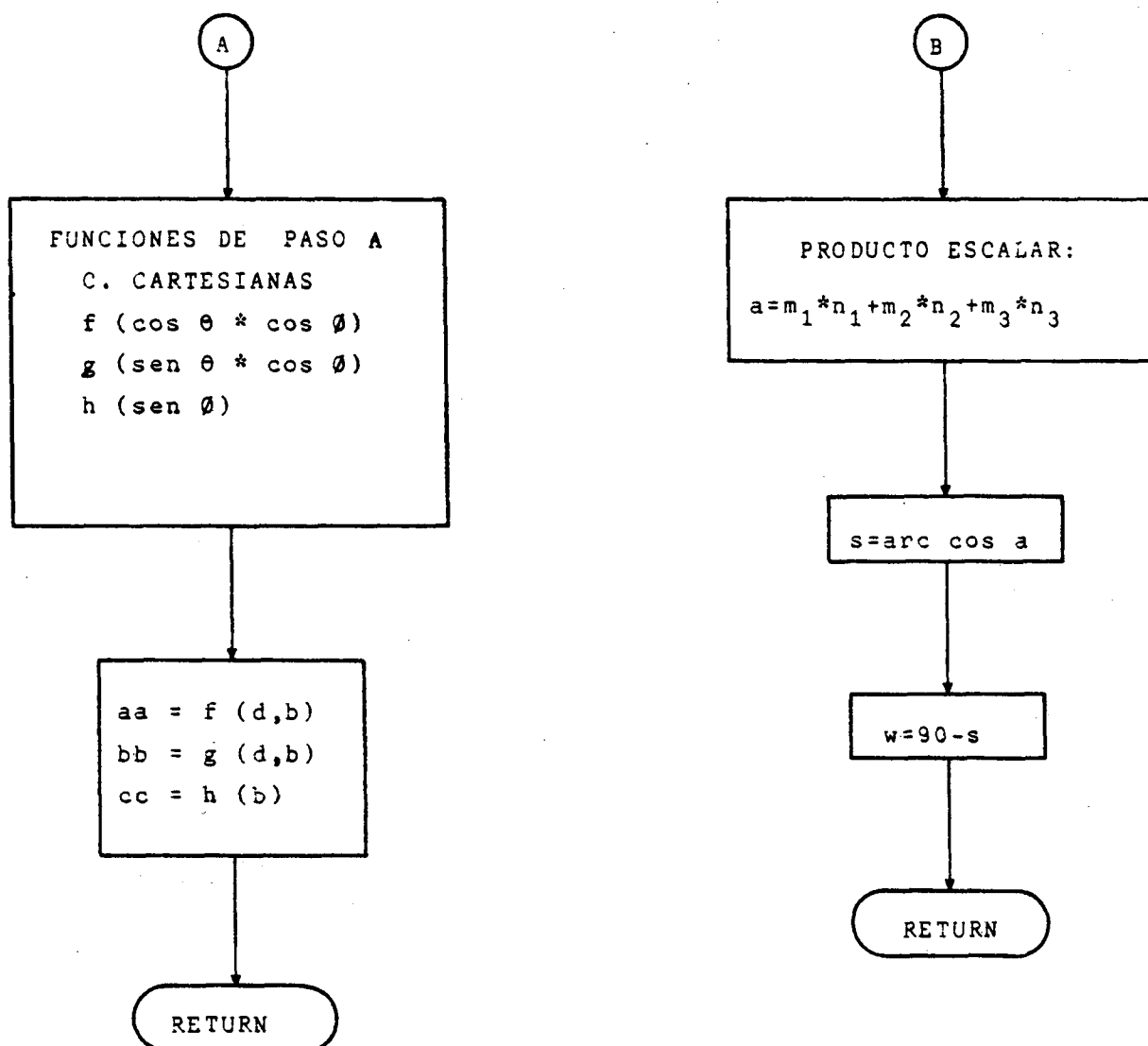


Figura 4. Subrutinas utilizadas en el programa. La A es la transformación de coordenadas esféricas a cartesianas por medio de cosenos directores de los sectores que representan los ejes geométricos de los objetos deformados. La B es el producto escalar, también con los cosenos directores, de dos vectores que determinan el ángulo entre ellos.

Definidos en coordenadas esféricas el plano por el que se desea «cortar» el elipsoide así como la línea de referencia, que debe estar contenida en dicho plano, se entra ya en el cálculo de los parámetros propios del método (Fig. 2). Hay que determinar los ángulos entre el plano de «corte» y los ejes geométricos principales que sobre él se van a proyectar; este cálculo aprovecha la subrutina diseñada ya anteriormente, y halla el ángulo buscado en cada caso con otra subrutina que se basa en las propiedades del producto escalar de dos vectores a través de sus cosenos directores en coordenadas cartesianas.

Una vez conocido el ángulo entre cada eje y el plano se proyectan ortogonalmente sobre el plano de corte y se calcula la relación de estas proyecciones (líneas 370 a 510).

La substracción entre el buzamiento de la línea de referencia y el del eje mayor, de los dos considerados, nos define (Fig. 3) con su signo el valor de la desviación que exige el método, si bien hay que añadir condicionales que tienen en cuenta los casos de direcciones suplementarias (líneas 560 a 570).

Conviene tener en cuenta antes de ejecutar el programa el colocar correctamente la escala en el eje de ordenadas, pues los valores máximos pueden ser mayores a los que aquí se han señalado (de 5 en este caso).

Aplicación a las manchas metamórficas discoidales de Hontanares.

A unos 2 Km al SE de Hontanares, siguiendo el camino hacia Montesclaros (en $1^{\circ} 16' 30''$ W, respecto a Madrid, y $40^{\circ} 8' 10''$ N) y en contacto con rocas graníticas de extensión regional (Dpto. Geol. Universidad de Salamanca, 1970) se puede ver una secuencia constituida al menos por tres paquetes métricos de rocas calcáreas separadas entre sí por dos niveles decimétricos de capas pelítico-samíticas.

Estas rocas calcáreas cercanas a Montesclaros ya fueron señaladas por CARANDELL (1914), otros pequeños restos del mismo material siempre entre granitos fueron mencionados en lugares cercanos por GARCIA FIGUEROLA (1958) y no se encuentran lejos el conjunto de rocas calcáreas situadas entre Ramacastañas y la Cueva del Aguila (MARTIN DONAYRE, 1879; MARTIN ESCORZA, 1971). Como en los trabajos citados se menciona en este área las rocas calcáreas están acompañadas a veces de otras metamórficas de tipo micáceo-arenoso las cuales manifiestan un grado de transformación que por lo conocido hasta ahora va desde el de baja presión (ODRIOZOLA y PEON, 1981) al Oeste, al de presión intermedia al E (CASQUET, 1975) manifestando un gradiente geotérmico intermedio (FUSTER *et al.*, 1974).

Los paquetes métricos están constituidos por cristales de calcita de unos 5 mm. por lo que en ellos es difícil determinar cualquier estructura sedimentaria, incluida

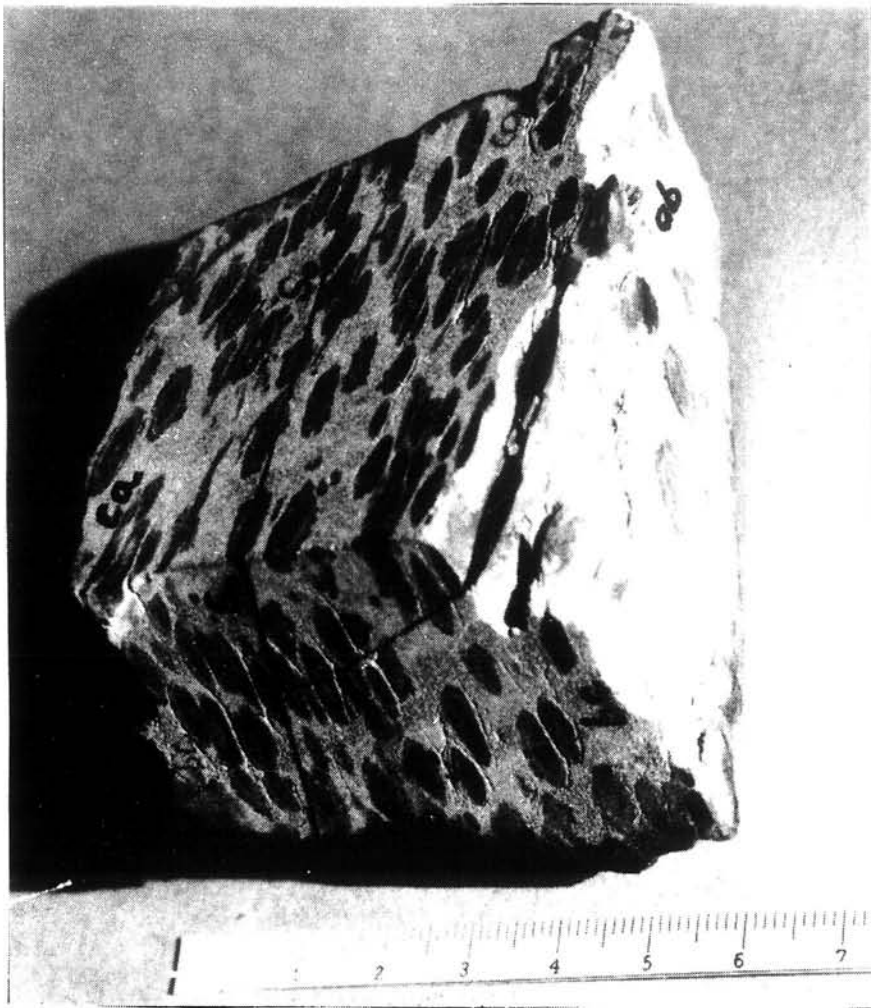


Figura 5. Vista de las secciones *ab*, *bc* y *ac* de una muestra de roca con las manchas discoidales estudiadas.

la misma estratificación. Sin embargo en las capas decimétricas pelítico-samíticas sí que es posible determinar la SS, y en determinados niveles de dichas capas se encuentran además abundantes objetos discoidales de tamaños próximos al centímetro en los que es posible medir tanto su orientación como sus dimensiones. A la observación directa estas lentículas tienen más coherencia entre sus granos que los de la matriz de la que resaltan por la erosión. En corte muestran una estructura interna de hasta 4 bandas concéntricas claro-oscuro, aunque el tono es en general más oscuro que el de la matriz de la que contrasta sensiblemente (Fig. 5). La corona más externa es la más oscura y también la única que presenta estructura radial así como prolongaciones irregulares. Al microscopio presenta una constitución basada fundamentalmente en granos de cuarzo, plagioclasa y micas tanto en la matriz como

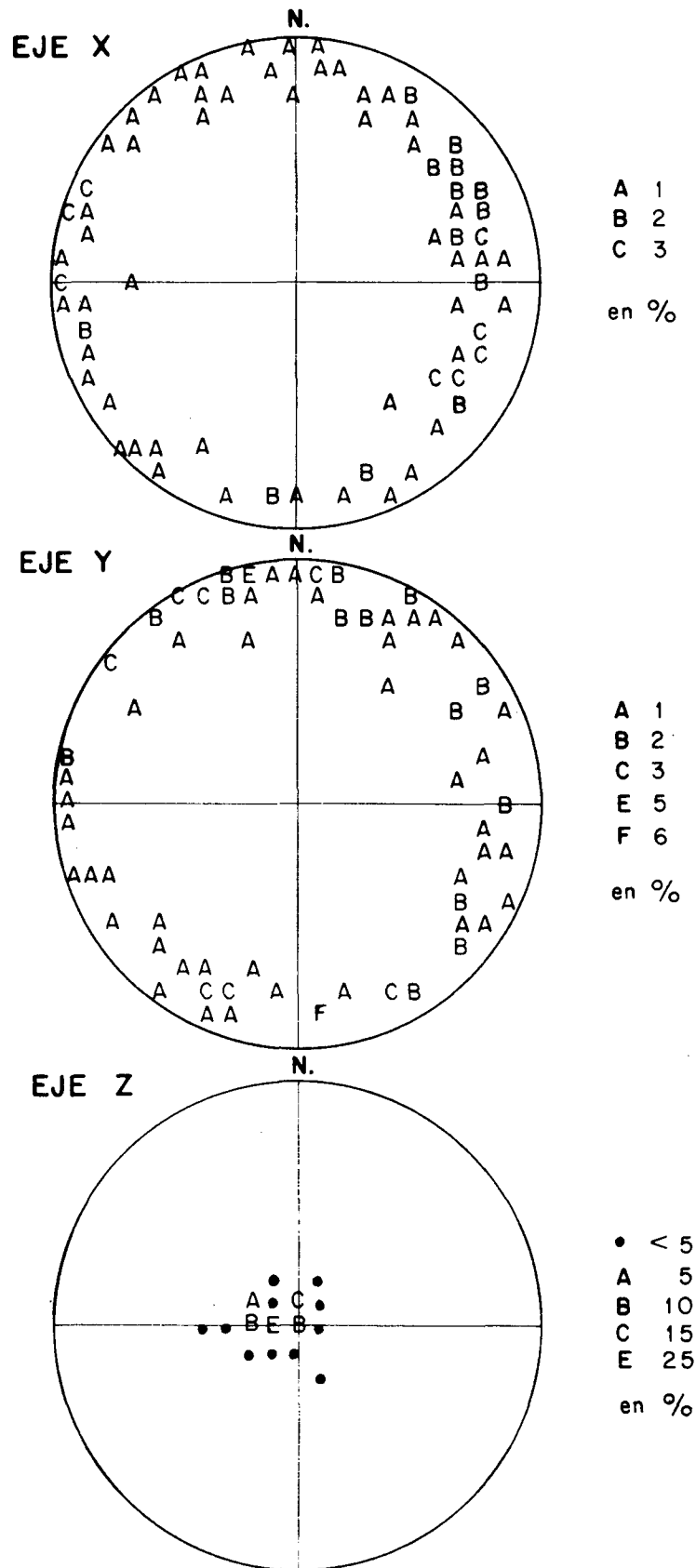


Figura 6. Orientación de los ejes geométricos principales de las manchas discoidales de Hontanares. En número (A = 1, B = 2, ...), y en proy. estereog. hemisf. inf.

en los discos. Sin embargo en el interior de los discos es más abundante la moscovita. Sólo al microscopio llega a hacerse visible una nítida lineación definida en cada lámina por hojuelas de biotita que se encuentra sobreimpuesta prácticamente por igual sobre el interior de las secciones elípticas y la matriz.

El origen de estas formas discoidales creemos que se debe al desarrollo de una transformación mineralógica activada por la existencia de un gradiente térmico local capaz de desarrollar, en puntos favorables de la masa original areno-arcillosa, un proceso metamórfico que iría progresivamente creciendo de modo centrífugo dando lugar a los necesarios cambios químicos que manifiesta el bandeado claro-oscuro. En el último estadio del proceso se produciría una verdadera expulsión radial de los «residuos», que produce el contorno irregular antes mencionado.

Sobre un conjunto de 100 de dichos objetos discoidales es sobre los que hemos tomado los parámetros de orientación y dimensión de sus ejes, y constituye nuestra muestra de partida para la realización de los cálculos propuestos.

Las dimensiones de los ejes geométricos principales de tales lentículas metamórficas son del orden milimétrico. Los valores medios para todos ellos son:

X = 11.12 mm	s.d. = 2.05 mm
Y = 8.24 mm	s.d. = 1.44 mm
Z = 3.45 mm	s.d. = 0.74 mm

que indican una forma oblata: 1.35: 1: 0.42, con un parámetro de forma, de FLINN, $K = 0.25$. Son pues formas de deformación planas, según la nomenclatura de HOBBS *et al.* (1976).

La orientación de los ejes geométricos principales de los discos señalan (Fig. 6) para el eje mayor X una disposición subhorizontal con un máximo dirigido hacia el W-E, con una sensible dispersión. Los ejes Y, también subhorizontales, se dirigen en su mayoría submeridianamente. Los ejes Z son todos subverticales.

La disposición de los ejes geométricos principales de estas «manchas» metamórficas discoidales se puede, según todo lo expuesto, asimilar a un elipsoide oblato con el eje mayor más probablemente orientado según la dirección W-E, el intermedio según N-S, y el más pequeño siempre subvertical. Por lo tanto la forma planar así definida (el plano formado por los ejes mayor e intermedio) no es totalmente coincidente con la estratificación.

En este caso hemos optado por considerar que los máximos en la orientación de los ejes son consecuencia de la aplicación del elipsoide de deformación, por lo que son dichas direcciones o líneas próximas a ellas las que debieron ocupar sus ejes principales.

Sobre la población de datos recogidos en el terreno se ha aplicado el programa anteriormente descrito para hallar la deformación según los planos de corte más próximos a aquellas orientaciones máximas de los ejes geométricos de estas

«manchas» discoidales. Es decir, se ha «cortado» por el plano de dirección N-S y el W-E, ambos verticales, y también por el plano horizontal. Los resultados se muestran en las figuras 6a.

De dichas gráficas se obtiene, siguiendo el método de RAMSAY (1967) una relación R_s de los ejes de la deformación en cada uno de dichos planos de:

$$R_s = 1.53 (X/Z)$$

$$R_s = 1.45 (Y/Z)$$

$$R_s = 1.25 (X/Y)$$

es decir, un valor del parámetro de FLINN: $K = 0.56$.

Las líneas de referencia que se han tomado en los tres casos son horizontales y como se ve los resultados muestran que la línea del eje mayor de la elipse de deformación en cada caso tiene una pequeña desviación, siempre menor a 10° , con relación a dichas líneas.

Como ejemplo de la operatividad del programa de cálculo de propuesto y para comparación de los resultados, en la figura 7b se exponen las gráficas, que según el método descrito y operando con este programa STRBA, se obtienen «cortando» por planos paralelos y perpendiculares a la estratificación.

Interpretación de los resultados de Hontanares.

Estas «manchas» discoidales de metamorfismo, similares a las que figuran en sección diversos autores (por ejemplo MASON 1978, Fig. 5.2) y consideran del tipo de contacto, muestran unas orientaciones preferentes, con una simetría ortorómbica que son propias de objetos sometidos a una deformación como puede ser aplastamiento, o el caso más general de cizalla. De los datos recogidos no se puede especificar cual fue el mecanismo exacto, pero en cualquier caso es obvia una dominante componente de «deformación planar».

Las desviaciones existentes entre el buzamiento de la estratificación y los ejes principales deducidos para la elipsoide de deformación, no son a nuestro juicio tan importantes como para desechar una relación entre ambas estructuras. Tales desviaciones son comunes en los casos estudiados por otros autores (ver por ejemplo: CLOOS, 1947), aunque desde luego van disminuyendo a medida que la intensidad de la deformación aumenta.

En el terreno, como ya hemos dicho, estas lenticulas se encuentran en determinados niveles y puede ser observado que solo se ven en la extensión métrica con que dichos niveles afloran. Todo ello empuja a considerar la posibilidad de una sincronidad entre el plegamiento de las secuencias, principalmente carbonatadas, que afloran en este punto y la generación con deformación (por al menos aplastamientos) de estas «manchas» discoidales.

La proximidad del contacto con masas graníticas que tradicionalmente se vienen considerando como post-tectónicas, no nos permite, sin un estudio más amplio sacar nuevas hipótesis, pero un camino abierto será investigar la posible sincronicidad al menos en este punto entre los procesos de intrusión, metamorfismo y deformación, como ya han sido propuestos en otras áreas relativamente cercanas del Sistema Central (APARICIO *et al.*, 1977).

CONCLUSIONES

El programa de cálculo propuesto, STRBA, es satisfactorio para la aplicación a un caso de determinación de las elipses de deformación según planos arbitrarios. Estos planos se definen en coordenadas esféricas y partiendo de un suficiente número de objetos deformados cuyos parámetros se hayan medido en el terreno, no es necesario sino este tratamiento para hallar la gráfica que propone RAMSAY (1967).

El programa STRBA ha sido sometido a «manchas» descoidales metamórficas (de tipo contacto) existentes en una secuencia sedimentaria próxima a granitos (Montesclaros-Hontanares). Los resultados muestran una deformación por aplastamiento con dirección subvertical con un parámetro $K = 0.56$ y según unas relaciones:

en el plano Norte-Sur (vertical)	: $R_s = 1.53$
en el plano Oeste-Este (vertical)	: $R_s = 1.45$
en el plano horizontal	: $R_s = 1.25$

La relación entre la orientación de dichas «manchas» discoidales y la estratificación, sugieren una posible sincronicidad entre deformación y metamorfismo y por tanto también intrusión del granito cercano, lo cual debe ser confirmado en posteriores estudios sobre puntos adyacentes.

AGRADECIMIENTOS

A los Dres: A. Aparicio; L. García Cacho y F. Bellido por las discusiones petrológicas. La Dra. M.A. Bustillo interpretó un análisis a rayos X.

Ejecución: J.L. Casaseca; J. Arroyo y T. Ruiz.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A.; BARRERA, J.L. y SANTOS, V. (1977). «Los granitos hercínicos sincinemáticos de la Sierra del Valle (sector oriental de Gredos, Sistema Central Español) y sus relaciones con las series graníticas postectónicas». *Estudios Geol.*, 33: 575-580.
- CARANDELL, J. (1914). «Las calizas cristalinas del Guadarrama». *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat. Ser. Geol.*, 8: 69 págs. Madrid.
- CASQUET, C. (1975). «Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de San Vicente (sistema Central Español)». *Estudios Geol.*, 31: 217-239.
- CLOOS, E. (1947). «Oolite deformation in the South Mountain Fold. Maryland. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 58: 843-918.
- DEP. GEOL. UNIV. SALAMANCA (1970). *Mapa Geológico de España* Escala 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Zona A. I.G.M.E.
- DUNNET, D. (1969). «A technique of finite strain analysis using elliptical particles». *Tectonophysics*, 7: 117-136.
- ELLIOT, D. (1970). «Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 2221-2236.
- FLINN, D. (1978). «Construction and computation of three-dimensional progressive deformations». *H. Geol. Soc. London*, 135: 291-305.
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974). «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español». *Bol. Geol. Min.*, 85: 595-600.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1958). «Excursión geológica por el Bloque de Piélagos (Toledo-Avila)». *Not. y Com. I.G.M.E.*, 50: 77-93.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. and WILLIAMS, P.F. (1976). «*An outline of structural geology*». John Wiley & Sons., Edit: 571 págs.
- HOSSACK, J.R. (1968). «Pebble deformation and truncating in the Bygdin area (Southern Norway)». *Tectonophysics*, 5: 315-339.
- LISLE, R.J. (1977). «Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers». *Geol. Mijbouw*, 56: 140-144.
- MARTIN DONAYRE, F. (1879). «Descripción física y geológica de la provincia de Avila». *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, 297 págs.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977). «Deformación interna puntual de oolitos del Cámbrico inferior en los Montes de Toledo». *Estudios Geol.*, 33: 419-431.
- MARTIN ESCORZA, C. (1971). «Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (Prov. de Avila-Toledo)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 69: 303-327.
- MATTHEWS, P.E.; BOND, R.A.B. and VAN DEN BERG, J.J. (1974). «An algebraic method of strain analysis using elliptical markers». *Tectonophysics*, 24: 31-67.
- MASON, R. (1978). «*Petrology of the metamorphic rocks*». G. Allen & Unwin Edit. London, 254 págs.
- NIELSEN, K.C. (1983). «Pebble population ellipsoid: a three-dimensional algebraic description of sedimentary fabric». *Jour. Geol.*, 91: 103-112.
- ODRIOZOLA, J.M. y PEON, A. Mapa Geológico de España, escala 1: 50.000. Arenas de San Pedro. Hoja nº 578. I.G.M.E., 32 págs.
- RAMSAY, J.G. (1968). «*Folding and fracturing of rocks*». McGraw Hill. N.Y., 568 págs.

SHIMAMOTO, T. and IKEDA, Y. (1976). «A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects». *Tectonophysics*, 36: B15-337.

STAUFFER, M.R. and BURNETT, A.I. (1979). «Down-plunge viewing: a rapid method for estimating the strain ellipsoid for large clast in deformed rocks». *Can. J. Earth Sci.*, 16: 290-304.

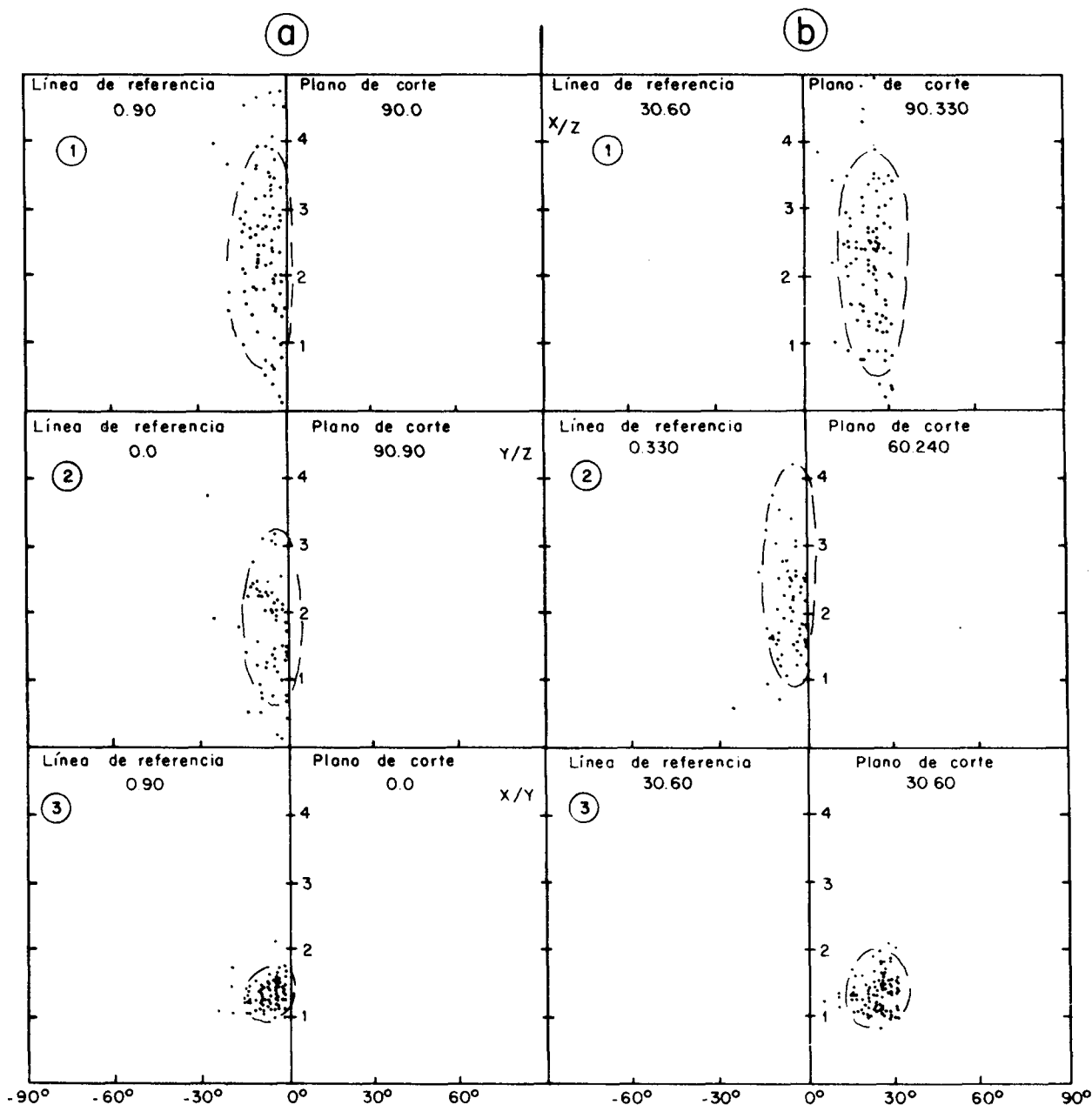


Figura 7. Gráficas de RAMSAY (1967) obtenidas al aplicar STRBA a los objetos discoidales de Hontanares, para la estimación de la deformación en los planos de corte señalados. Las gráficas (1 y 2) de la columna a se refieren a los planos verticales subparalelos a los puntos de máxima concentración de las orientaciones en los ejes geométricos; el 3 de dicha columna es el plano de corte horizontal.

Como ejemplo se exponen también en la columna b los resultados obtenidos con este mismo programa al «cortar» por los planos paralelos y perpendiculares a la estratificación.

Programa STRBA

```

10 REM DEFINICION DE LOS EJES
   A PROYECTAR.
   EDITAR LINEAS: 340, 350
   Y 360
20 REM DEFINICION DEL PLANO DE
   CORTE Y LINEA DE REFERENCIA
30 PRINT AT 0,0;"AC:";
40 INPUT "Euzasiento:"; bpc:
   PRINT bpc;" "
50 INPUT "Direccion:"; dpc:
   PRINT dpc
60 PRINT AT 0,10;"LR:";
70 INPUT "Euzasiento:"; blr:
   PRINT blr;" "
80 INPUT "Direccion:"; dlr:
   PRINT dlr
90 GO SUB 200
200 REM DEFINICION DE LAS
   FUNCIONES DE
   TRANSFORMACION
210 LET F=PI/180
220 DEF FN F(d,b)=(COS (d#F))#
   (b#F)
230 DEF FN G(d,b)=(SIN (d#F))#
   (b#F)
240 DEF FN H(b)=SIN (b#F)
2500 FOR B=1 TO 100
2600 READ B,X1,X2,B1,d1,x1,y1,z
2700 REM DETERMINA EL EJE
   GEOMETRICO PRINCIPAL
   INTERMEDIO (Y)
2800 LET A=X1: LET C=X2
2900 GO SUB 300
3000 LET X1=X2: LET X2=C:
   LET C=X1
3100 LET A=X1: LET B=X2
3200 GO SUB 300
3300 LET X1=X2: LET X2=C:
   LET C=X1
340 REM Los directores del
   eje Y.
   (coeficientes del deter-
   minante)
3500 LET C1=(X0#N0)-(N0#X0)
3600 LET C2=(X0#N1)-(N0#X1)
3700 LET C3=(X1#N2)-(N1#X2)
3800 REM Los coeficientes estericos
3900 LET C4=INT (ABS ((C2/C1)))/
4000 LET C5=INT ABS ((C3/C1)))/
4100 LET C6=INT ABS ((C3/C2)))/
4200 IF C6#0 THEN

```



```

330 LET dC = 1000 + dY
340 IF dC > 1000 + dY THEN
350 LET dC = 1000 + dY
360 REM
370 LET d = dX : LET b = bX
380 LET d = dZ : LET b = bZ
390 LET d = X : LET b = Z
400 REM
410 REM CALCULO PROYECCION EJE
420 REM MAYOR ELEGIDO
430 LET d = dPC : LET b = bPC
440 GO SUB 700
450 LET d1 = d1 : LET d2 = d2 :
460 LET d3 = d3
470 LET d = d1 : LET b = b1
480 GO SUB 700
490 LET d1 = d1 : LET d2 = d2 :
500 LET d3 = d3
510 GO SUB 750
520 LET p1 = ABS (d1 * COS (a1))
530 REM CALCULO PROYECCION EJE
540 REM MENOR ELEGIDO
550 LET d = d2 : LET b = b2
560 GO SUB 700
570 LET d1 = d1 : LET d2 = d2 :
580 LET d3 = d3
590 GO SUB 750
600 LET p2 = ABS (d2 * COS (a2))
610 REM CALCULO DE LOS VALORES
620 REM A PROYECTAR SEGUN EL
630 REM METODO DE RAMSAY.
640 REM (Cociente y angulo de
650 REM desviacion)
660 LET ct = p1 / p2
670 LET ddes = b1 - b2
680 LET dif = ABS (d1 - d2)
690 IF dif > 0.70 THEN LET dif =
700 300 - dif
710 IF dif > 90 AND d2 > (90 - b1)
720 THEN LET ddes = -ddes
730 LET ord = 0 + ct + 0.2
740 LET ord = INT 1.4 * ord
750 IF ord > 100 THEN LET ord = 150
760 PRINT ord
770 NEXT d
780 STOP
790 REM *****
800 REM *****
810 REM CALCULO DE LOS COSENNOS
820 REM DIRECTORES DE CADA EJE
830 REM EN COORDENADAS CARTE-
840 REM SIANAS
850 LET a = ATN (a, b)
860 LET b = ATN (a, b)
870 LET c = ATN (a, b)
880 REM
890 REM
900 REM CALCULO DEL ANGULO
910 REM ENTRE DOS VECTORES.
920 REM COORDENADAS CARTESIANAS

```

```

750 LET COSA=#1+#1+#2+#2+#3+#3
770 LET S=(COS COSA)*R
780 LET #=#0-S
790 RETURN
800 REM TRAZADO DE LOS EJES
      DE REFERENCIA
810 PLOT 0,0: DRAW 0,0:
      DRAW 0,150: DRAW -150,0:
      DRAW 0,-150
820 PLOT 150,0: DRAW 0,150
850 FOR X=#0 TO 250 STEP 14:
      FOR Y=#0 TO 200: PLOT X,Y:
      PLOT X,Y+150: NEXT Y:
      NEXT X
860 FOR X=#0 TO 150 STEP 10:
      FOR Y=#0 TO 20: PLOT X,Y:
      PLOT X+120,Y: PLOT X+250,Y:
      NEXT X: NEXT Y
865 LET P=#1
870 FOR Y=#16 TO 1 STEP -4:
      PRINT AT Y,30;P: LET P=P+1:
      NEXT Y
880 PRINT AT 21,4; "-60";
      AT 21,9; "-30"; AT 21,15; "0";
      AT 21,20; "30"; AT 21,25; "60"
890 RETURN
900 REM

```

CARLOS MARTIN ESCORZA
 Instituto de Geología
 C.S.I.C. © 1983