

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOLOGIA

BOLETÍN NÚMERO 95

CALCULO CRISTALOGRAFICO
PROGRAMAS PARA COMPUTADORA ELECTRONICA

POR
FRANCISCO J. FABREGAT GUINCHARD

NOTAS SOBRE LA PETROLOGIA
DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO

POR
KEITH BLOOMFIELD y FERNANDO ORTEGA-GUTIÉRREZ

LAS FASES DEL VULCANISMO EN LA REGION
DE TLANCHINOL (HIDALGO, MEXICO)

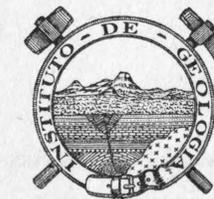
POR
CLAUDE ROBIN y CLAUDE BOBIER

LOS HIDROXIDOS DE ALUMINIO
EN LOS SUELOS DE CHIAPAS

POR
LISANDRO CASTELLANOS, MARIO MEDINA V.
y NICOLÁS AGUILERA



26 ENE 2012



MÉXICO, D. F.
1975

Primera edición: 1975

CÁLCULO CRISTALOGRAFICO
PROGRAMA PARA COMPUTADORA ELECTRÓNICA Prog. 32
FORTRAN IV

*Francisco José FABREGAT GUINCHARD **

DR © 1975, Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria. México 20, D. F.

DIRECCIÓN GENERAL DE PUBLICACIONES
Impreso y hecho en México

* Investigador Titular en el Instituto de Geología. Ciudad Universitaria, México 20, D. F.

CONTENIDO

RESUMEN	7
Trazado en perspectiva de las formas mineralógicas	8
Aplicación a casos prácticos	10

CALCULO CRISTALOGRAFICO

PROGRAMAS PARA COMPUTACIÓN ELECTRÓNICA: 32
FORTRAN IV, BURROUGHS 6700

RESUMEN

El programa de cómputo electrónico facilita el trazado de las formas mineralógicas en perspectiva paralela, con la precisión analítica basada en la medición de sus constantes cristalinas. La computadora da las inclinaciones de los posibles ejes de zona, paralelos a los cuales se trazan las aristas, según el hábito observado.

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird ein Komputerverprogramm vorgelegt, das die Zeichnung der mineralogischen Formen in Parallelperspektive mit der auf der Messung der Kristallkonstanten beruhenden Genauigkeit gestattet. Der Komputerver gibt die Neigung der möglichen Zonenachsen; die Kanten werden diesen Achsen parallel gezeichnet, je nach dem beobachteten Kristallhabitus.

TRAZADO EN PERSPECTIVA DE LAS FORMAS MINERALÓGICAS

El problema del trazado de las formas cristalinas en perspectiva paralela ha sido tratado mediante construcciones gráficas muy acertadas, sobresaliendo entre ellas por su nitidez, las basadas en su gnomograma y en su esteoreograma.

Bond [Amer. Min. 31 (1946) 31] expone un procedimiento de dibujo que puede llamarse analítico por iniciarse mediante ciertos cálculos matriciales. Se puede ver divulgado, completándolo en algunos pormenores, por Fabregat [Minería y Metalurgia 26 (1963) 15] y aplicado al trazado de las formas de Cumengeíta por este mismo autor [Inst. Geol. Méx., Bol. 78 (1966) 30].

Este programa tiende a facilitar los cálculos previos que se requieren, llevando al trazado inmediato.

El problema se basa en tres consideraciones:

a) Las aristas de un cristal, que son las líneas representadas en la figura, son filas reticulares de puntos de la red directa; por lo tanto, pueden trazarse como haz de vectores cuyas proyecciones sobre un triedro ortogonal coordenado de referencia se rigen por la matriz M directa de Bond.

En el programa se generaliza el cálculo de esa matriz para un cristal triclínico, que se adapta automáticamente a cualquier otra matriz de la singonía considerada.

$$M = \begin{vmatrix} a \operatorname{sen} \beta & b \cos \tau & 0 \\ 0 & b \cos \sigma & 0 \\ a \cos \beta & b \cos \alpha & c \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} a \operatorname{sen} \beta & b v & 0 \\ 0 & b w & 0 \\ a \cos \beta & b \cos \alpha & c \end{vmatrix}$$

$$v = \frac{\cos \gamma - \cos \alpha \cos \beta}{\operatorname{sen} \beta}$$

$$w = \frac{\sqrt{1 + 2 \cos \alpha \cos \beta \cos \gamma - (\cos^2 \alpha + \cos^2 \beta + \cos^2 \gamma)}}{\operatorname{sen} \beta}$$

Se hace notar que es indiferente poner como datos de entrada la relación paramétrica de la especie mineral que se estudia, o sus traslaciones fundamentales, ya que en el primer caso equivale a dividir todos los términos de la matriz por b. Esta facultad de elección es muy conveniente, porque hay sustancias minerales de las que no se han medido aún sus parámetros reticulares, y de las que se conoce únicamente su relación paramétrica.

b) Los índices de las aristas o ejes de zonas cristalinas correspondientes, se calculan a partir de los símbolos de las caras que las determinan,

$$\begin{array}{c|ccc|ccc} p & q & r & p & q & r \\ \hline s & t & m & s & t & m \\ \hline \end{array}$$

u v w

y se escriben como matriz en columna, $E = \begin{vmatrix} u \\ v \\ w \end{vmatrix}$

Nótese la uniformación en el empleo de los símbolos para cualquier singonía: al suprimir convencionalmente el índice \bar{i} en las formas exagonales, toda vez que sus ejes son homogéneos.

c) En la representación perspectiva se suele girar la figura de unos cuantos grados por el eje vertical, e inclinarla un poco hacia adelante mediante giro en derredor del eje transversal, para lograr una apariencia más conveniente. Estos giros suelen ser de 9.5° por su eje transversal y de 18.5° por su eje vertical (de 30° + 18.5° tratando con formas exagonales).

El programa opera con estas constantes mediante las tarjetas de datos internos que lleva, y que se habría de modificar al querer imponer al dibujo otros ángulos de giro.

Para establecer esta matriz de representación perspectiva se han utilizado las matrices de transformación de Euler:

$$K = \begin{vmatrix} \cos \psi \cos \theta \cos \varphi - \operatorname{sen} \psi \\ \cos \varphi \cos \theta \operatorname{sen} \varphi + \operatorname{sen} \psi \\ - \cos \psi \operatorname{sen} \theta \\ - \operatorname{sen} \psi \cos \theta \cos \psi - \cos \psi \operatorname{sen} \varphi \operatorname{sen} \theta \cos \varphi \\ - \operatorname{sen} \psi \cos \theta \cos \psi + \cos \psi \cos \varphi \operatorname{sen} \theta \operatorname{sen} \varphi \\ \operatorname{sen} \psi \operatorname{sen} \theta \cos \theta \end{vmatrix}$$

siendo φ rotación por el eje X = 0°
 θ rotación por el eje Y = 9.5°
 ψ rotación por el eje Z = 18.5° (o $30^\circ + 18.5^\circ$)

Como se toma YZ por plano del dibujo, se prescinde de la primera fila de la matriz K, representante del eje X.

El producto matricial $[D] = [K] \cdot [M] \cdot [E]$, da una matriz en columna $D = \begin{pmatrix} X \\ Y \end{pmatrix}$ con las coordenadas del eje de zona en cuestión. Se facilita

el registro gráfico de todos los ejes de zona que interesan, calculando su pendiente $\text{tg } \psi = \frac{Y}{X}$ y de ella su ángulo de inclinación. Todos los ángulos

resultantes se dibujan con la única colocación de un transportador grande concéntrico con los ejes coordenados, cual se indica en la figura 1.

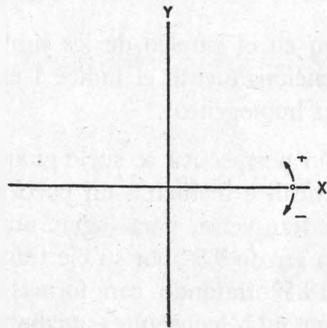


FIG. 1

APLICACIÓN A CASOS PRÁCTICOS: Se han puesto ejemplos de aplicación el prisma tetragonal de primera especie (fig. 2) y el prisma exagonal (fig. 3) como casos sencillos de formas simples; cristales de cumengeíta (fig. 5) y de breithauptita (fig. 6) como formas cristalinas tetragonales y exagonales.

Aquí se consideran en particular el trazado de un cristal de cumengeíta. (Figs. 4 y 5)

Se comienza estableciendo su relación paramétrica, o si se tienen, las traslaciones de su celda elemental con sus ángulos respectivos. Luego se hace un croquis del cristal (fig. 4) numerando sucesivamente en él todas

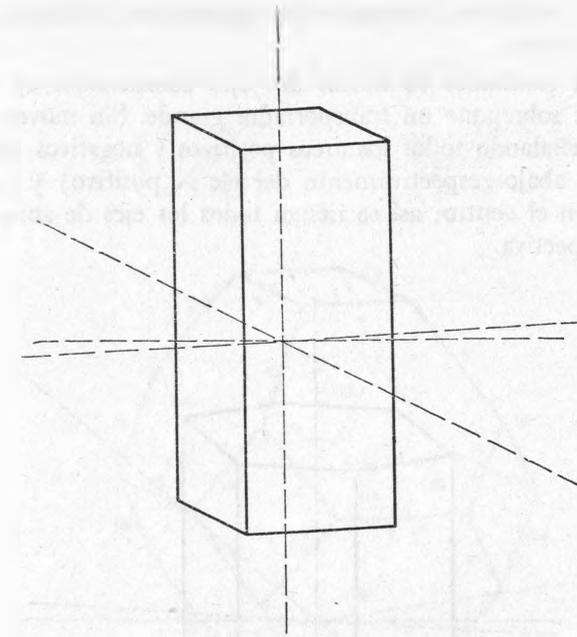


FIG. 2

las aristas que se hayan de representar: no sólo las visibles directamente en el dibujo, sino que también pueden trazarse las que se verían por transparencia en caso de querer que aparezcan en el dibujo. En la figura que aquí se presenta se ha prescindido de estas aristas en obsequio a la claridad del trazado definitivo.

Luego se colocan en el esquema todos los símbolos de las caras representadas.

Como datos para el cálculo se consignan en sendas tarjetas perforadas: el original de la arista considera seguido del par de símbolos de las caras que forman su diedro. La computadora se encarga de calcular el símbolo de la arista correspondiente, que es a la vez de su eje de zona.

El producto matricial

$$[D] = [K] [M] [E]$$

resulta en la tabla de salida con las dos coordenadas ortogonales X, Y de un punto del plano del dibujo, que con el centro determinan la inclinación que llevará en el trazado el eje de zona correspondiente. De ellas se calcula el ángulo que forma con el eje de abscisas. Como todas las zonas de un

crystal pueden reducirse a unas cuantas principales, no es de extrañar la repetición de valores.

Ya con esos resultados se trazan dos ejes coordenados en el plano del dibujo y se les sobrepone un transportador grande. Sin mover ese transportador se van señalando todos los arcos positivos y negativos (fig. 1) (hacia arriba y hacia abajo respectivamente del eje X positivo) y se unen todos esos puntos con el centro: así se tienen todos los ejes de zona en su representación perspectiva.

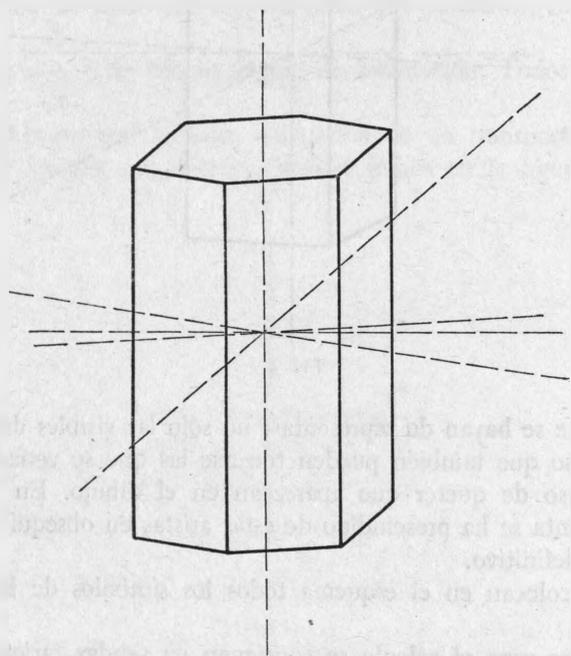


FIG. 3

Para ayudar al dibujo definitivo se puede señalar con líneas muy finas el aspecto de la figura (fig. 4) que se espera, precisando luego cada arista al dibujar definitivamente su posición exactamente paralela a su eje de zona calculado. Para que cierren las líneas se ha de comenzar por un extremo y seguir sucesivamente con ellas: de no hallar continuidad es porque se deberían trasladar paralelamente hasta encontrarla.

Este procedimiento es sumamente sencillo y muy rápido: lleva con seguridad al trazado definitivo.

GUMENGEITA. Fabregat: Bol Inst. Geol. Méx. 78 (1966) 30

$$a : b : c = 1 : 1 : 1.6267$$

$$\begin{aligned} a &= 14.860 & \alpha &= 90^\circ \\ b &= 14.860 & \beta &= 90^\circ \\ c &= 24.174 & \gamma &= 90^\circ \end{aligned}$$

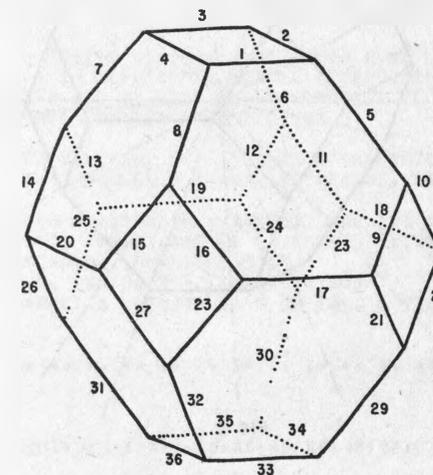


FIG. 4

1	001	101	22	110	011			
2	001	011	23	011	110			
3	001	101	24	110	101			
4	001	011	25	101	110			
5	101	011	26	110	011			
6	011	101	27	011	110			
7	101	011	28	110	101			
8	011	101	29	101	011			
9	101	110	30	011	101			
10	110	011	31	101	011			
11	011	110	32	011	101			
12	110	101	33	101	001			
13	101	110	34	011	001			
14	110	011	35	101	001			
15	011	110	21	101	110	36	011	001
			16	110	101			
			17	101	101			
			18	011	011			
			19	101	101			
			20	011	011			
			21	101	110			

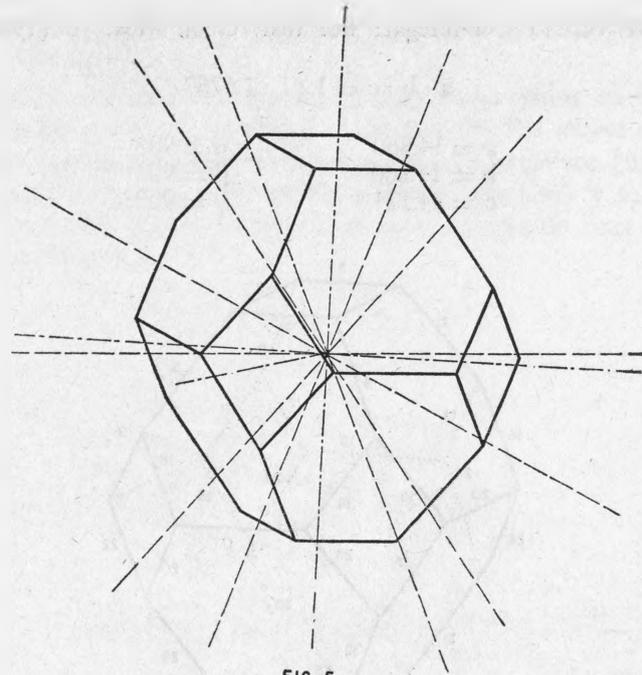


FIG. 5

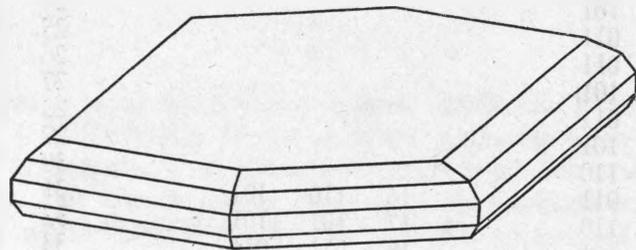


FIG. 6

```

* SET SINGLE BCD
C  CÁLCULO CRISTALOGRAFICO
C  DIBUJO DE FORMAS MINERALOGICAS
C
C  F.J.FABREGAT
C  FORTRAN = BURROUGHS 6700 = CODIGO BCD
C
C  SE PABTE DE LAS RELACIONES AXIALES DEL MINERAL, SIENDO INDIFFERENTE DAR
C  SUS PARAMETROS FUNDAMENTALES O SU RELACION PARAMETRICA, EL PROGRAM A ORIENTA
C  LOS CALCULOS EN AMBOS CASOS. LOS ANGULOS AXIALES EN GRADOS, MINUTOS Y
C  SEGUNDOS SEXAGESIMALES.
C  ESTABLECIDAS LAS MATRICES DIRECTA M DE BOND, K DE LOS GIROS QUE SE HAN
C  DE DAR A LA FORMA PARA SU REPRESENTACION EN PERSPECTIVA Y E FORMADA POR LO
C  SIMBOLOS DE CADA ARISTA QUE SE DIBUJE, EL PRODUCTO DE TODAS ESTAS DARA
C  LA PENDIENTE DE SU REPRESENTACION PERSPECTIVA.
C  TARJETAS DE DATOS.
C  TARJETA 1.- NOMBRE DEL MINERAL, SU RELACION PARAMETRICA (O SUS TRASCACIONES
C  FUNDAMENTALES), SUS ANGULOS AXIALES, EN GRADOS, MIN. Y SEG. SEXAGESIMALES)
C  FORMATO 1).
C  TARJETA 2 Y SS.- NUMERO ARBITRARIO Y SUCESIVO DE LAS ARISTAS POR REPRESENTAR,
C  SEGUN UN CROQUIS APROXIMADO DE LA FORMA, SIMBOLO DE CADA CARA DEL DIEDRO
C  QUE LA DETERMINA (FORMATO 30).
C  ULTIMA TARJETA.- CON EL NUMERO 99. (COLS. 16-18)
C  LA ULTIMA DE ESTAS TARJETAS LLEVARA 0 EN LA COL. 5 PARA INDICAR EL CAMBIO
C  A OTRO DIBUJO.
C
C  * * * * *
    
```

```

87 READ 1, MINE,MINA,MINI,MINI,MINI,AB,AC,AD,BC,BB,BD,CC,CD,CE
    
```

```

1 FORMAT(3A4,A3,3F9.6,3(F4.0,F3.0,F5.2))
    
```

```

C  IF(A.EQ.99.) GO TO 84
C  TRAZADO CRISTALES EN PERSPECTIVA PARALELA POR CALCULO MATRICIAL
C  PRINT 88888
    
```

```

88888 FORMAT (' UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO',/10X,'INSTITUTO
* DE GEOLOGIA',/14X,'* * * * *',/6X,'LABORATORIO DE CRISTALOG
*RAFIA',/14X,'* * * * *',///)
PRINT 2
    
```

```

2 FORMAT (20H TRAZADO DE LA FORMA MINERAL/)
    
```

```

PRINT 3, MINE,MINA,MINI,MINI
    
```

```

3 FORMAT (1X,3A4,A3,/)
    
```

```

IF(B=1,) 21,22,21
    
```

```

22 PRINT 23,A,C
    
```

```

23 FORMAT (10X,23H RELACION PARAMETRICA =>F9.6,15H / 1 / ,F9.
16,/)
    
```

```

PRINT 24,AB,AC,AD
    
```

```

24 FORMAT (25X,7H ALFA = ,F4.0,F3.0,F5.2)
    
```

```

PRINT 25,BC,BB,BD
    
```

```

25 FORMAT (25X,7H BETA = ,F4.0,F3.0,F5.2)
    
```

```

PRINT 26,CC,CD,CE
    
```

```

26 FORMAT (25X,7H GAMA = ,F4.0,F3.0,F5.2,/)
    
```

```

GO TO 29
    
```

```

21 PRINT 4,A,AB,AC,AD
    
```

```

4 FORMAT (10X,4H A= ,F9.6,10X,7H ALFA= ,F4.0,F3.0,F5.2)
PRINT 5,B,BC,BB,BD
5 FORMAT (10X,4H B= ,F9.6,10X,7H BETA= ,F4.0,F3.0,F5.2)
PRINT 6,C,CC,CD,CE
A = A/B
C = C/B
B = 1.000
6 FORMAT (10X,4H C= ,F9.6,10X,7H GAMA= ,F4.0,F3.0,F5.2,/)
29 CONTINUE
C CONVERSION DE GRADOS A RADIANES
SUM=AB*60.
SUM=SUM+AC
SUM=SUM*60.
SUM=SUM+AD
ALFA=SUM/206264.8062
SUB=BC*60.
SUB=SUB+BB
SUB=SUB*60.
SUB=SUB+BD
BETA=SUB/206264.8062
SUC=CC*60.
SUC=SUM+CD
SUC=SUM*60.
SUC=SUM+CE
GAMA=SUC/206264.8062
PHI=0.
THA=9.5
IF(120.-CC) 34,33,34
PARA EL TRAZADO DE CRISTALES EXAGONALES
33 CONTINUE
PSI=48.5
GO TO 89
C PARA EL TRAZADO DE CRISTALES NO EXAGONALES
34 CONTINUE
PSI=18.5
89 PI=3.141592653
S1=SIN(PI*PHI/180.)
S2=SIN(PI*THA/180.)
S3=SIN(PI*PSI/180.)
C1=COS(PI*PHI/180.)
C2=COS(PI*THA/180.)
C3=COS(PI*PSI/180.)
P11=C3*C2*C1-S3*S1
P12=-S3*C2+C1-C3*S1
P13=S2*C1
P21=C3*C2*S1+S3*C1
P22=-S3*C2*S1+C3*C2
P23=S2*S1
P31=-C3*S2
P32=S3*S2
P33=C2
35 AX=SIH (ALFA)
BX=SIH (BETA)
CX=SIH (GAMA)
XA=COS (ALFA)
XB=COS (BETA)
XC=COS (GAMA)
COSV=(XC-XA*XB)/BX
CASI=SQRT (1.-XA**2-XB**2-XC**2+2*XA*XB*XC)
COSH=CASI/BX

```

```

B 11 =A*BX
B 12 =B*COBV
B 13 = 0.
B 21 = 0.
B 22 =B*COBW
B 23 = 0.
B 31 =A*XB
B 32 =B*XA
B 33 =C
500 FORMAT(30X,3F10.5,5X,3F10.5,/)
PRINT 500, P11,P12,P13,B11,B12,B13
PRINT 500, P21,P22,P23,B21,B22,B23
PRINT 500, P31,P32,P33,B31,B32,B33
PRINT 7
7 FORMAT (12X,34H ARISTAS QUE INTERESAN REPRESENTAR/)
PRINT 8
8 FORMAT (7H ARISTA,14X,7H DIEDRO,16X,10H Z O N A S)
PRINT 9
9 FORMAT (3X,2H H,6X,60H P Q R " S T H = U V W
1 = ANGULO PSI,7X,2H X,8X,2H Y,/)
31 READ 30,II,I,J,K,L,M,N
30 FORMAT (1X,I4,5X,3I4,4X,3I4)
IF(II.EQ.0) GO TO 85
U=J*N=M*K
V=K*L=N*I
W=I*H=L*J
AN=U*B11+V*B12+W*B13
QU=U*B21+V*B22+W*B23
SA=U*B31+V*B32+W*B33
XAC=AN*P11+QU*P12+SA*P13
YAC=AN*P21+QU*P22+SA*P23
ZAC=AN*P31+QU*P32+SA*P33
IF(YAC) 43,44,43
44 FI=1.5707963
GO TO 82
43 FI=ATAN (ZAC/YAC)
82 PFI=FI*180./PI
80 PRINT 32,II,I,J,K,L,M,N,U,V,W, PFI,YAC,ZAC
32 FORMAT (1X,I4,5X,3I4,4X,3I4,5X,3F4.0,5X,F11.6,2X,2F10.3)
GO TO 31
85 PRINT 86
86 FORMAT (1H1)
GO TO 87
84 CONTINUE
CALL EXIT
END

```

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
 INSTITUTO DE GEOLOGIA
 * * * * *
 LABORATORIO DE CRISTALOGRAFIA
 * * * * *

TRAZADO DE LA FORMA MINERAL

PRISM•TETR•1

RELACION PARAMETRICA = 1.000000 / 1 / 1.250000

ALFA = 90. 0. 0.00
 BETA = 90. 0. 0.00
 GAMA = 90. 0. 0.00

0.93532	-0.31295	0.16505	1.00000	-0.00000	0.00000
0.31730	0.93532	0.00000	0.00000	1.00000	0.00000
-0.15652	0.05237	0.98629	-0.00000	-0.00000	1.25000

ARISTAS QUE INTERESAN REPRESENTAR

ARISTA N	P	Q	R	S	T	M	Z	O	N	A	S	ANGULO PSI	X	Y
1	1	0	0	0	0	1	0.	-1.	0.			3.204762	-0.935	-0.052
2	0	1	0	0	0	1	1.	0.	0.			-26.255985	0.317	-0.157
3	1	0	0	0	1	0	0.	0.	1.			89.999998	0.000	1.233

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
 INSTITUTO DE GEOLOGIA
 * * * * *
 LABORATORIO DE CRISTALOGRAFIA
 * * * * *

TRAZADO DE LA FORMA MINERAL

PRISM•EXA•1

RELACION PARAMETRICA = 1.000000 / 1 / 1.250000

ALFA = 90. 0. 0.00
 BETA = 90. 0. 0.00
 GAMA = 120. 0. 0.00

0.65353	-0.73868	0.16505	1.00000	-0.50000	0.00000
0.74896	0.65353	0.00000	0.00000	0.86603	0.00000
-0.10736	0.12361	0.98629	-0.00000	-0.00000	1.25000

ARISTAS QUE INTERESAN REPRESENTAR

ARISTA N	P	Q	R	S	T	M	Z	O	N	A	S	ANGULO PSI	X	Y
1	1	0	0	0	1	0	0.	0.	1.			89.999998	0.000	1.233
2	1	0	0	0	0	1	0.	-1.	0.			40.183568	-0.191	-0.162
3	0	1	0	0	0	1	1.	0.	0.			-8.307717	0.749	-0.109
4	1	-1	0	0	0	1	-1.	-1.	0.			3.187297	-0.940	-0.052

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
LABORATORIO DE CRISTALOGRAFÍA

TRAZADO DE LA FORMA MINERAL

CUMENGEITA

RELACION PARAMETRICA = 1.000000 / 1 / 1.626700

ALFA = 90. 0. 0.00
BETA = 90. 0. 0.00
GAMA = 90. 0. 0.00

Table with 6 columns of numerical values representing crystallographic parameters for Cumengeita.

ARISTAS QUE INTERESAN REPRESENTAR

Table with 14 columns: ARISTA N, P, Q, R, S, T, H, ZONAS (U, V, W), ANGULO PSI, X, Y. Lists 36 crystal faces with their respective parameters.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
LABORATORIO DE CRISTALOGRAFÍA

TRAZADO DE LA FORMA MINERAL

BREITHAAPTITA

RELACION PARAMETRICA = 1.000000 / 1 / 1.292400

ALFA = 90. 0. 0.00
BETA = 90. 0. 0.00
GAMA = 120. 0. 0.00

Table with 6 columns of numerical values representing crystallographic parameters for Breithauptita.

ARISTAS QUE INTERESAN REPRESENTAR

Table with 14 columns: ARISTA N, P, Q, R, S, T, H, ZONAS (U, V, W), ANGULO PSI, X, Y. Lists 25 crystal faces with their respective parameters.

NOTAS SOBRE LA PETROLOGIA
DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO

Keith BLOOMFIELD

Fernando ORTEGA-GUTIÉRREZ *

* Investigadores en el Instituto de Geología.

CONTENIDO

RESUMEN	29
ABSTRACT	29
INTRODUCCIÓN	30
TRABAJOS PREVIOS	30
ESTRUCTURA GENERAL	31
LITOLÓGIA DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO	31
Gneises de biotita y granate	31
Distribución y relaciones de campo	31
Petrografía	32
Gneises y granulitas de cordierita	32
Distribución y relaciones de campo	32
Petrografía	32
Granulitas charnoquíticas	35
Distribución y relaciones de campo	35
Petrografía	36
Nomenclatura	37
Gneises de diopsida y biotita	37
Distribución y relaciones de campo	37
Petrografía	38
Gneises y granulitas cuarzo-feldespáticas	38
Distribución y relaciones de campo	38
Mármoles y granulitas de calcosilicatos	39
Distribución y relaciones de campo	40

Petrografía	40
Mármoles	40
Granulitas y gneises de calcosilicatos	41
ORIGEN DE LOS GNEISES Y GRANULITAS DE OAXACA	42
CONDICIONES DEL METAMORFISMO	43
REFERENCIAS	46

El Instituto de Geología se complace en presentar el trabajo intitulado *Notas sobre la geología del complejo oaxaqueño*, del doctor Keith Bloomfield y el ingeniero Fernando Ortega.

El doctor Bloomfiel, procedente de Inglaterra, del Overseas Development Administration of the Foreing and Commonwealth Office, fue invitado por el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México durante el mes de junio de 1971, con el fin de dirigir trabajos de mineralogía y petrología de alumnos de postgrado, así como de cooperar en los programas de investigación relacionados con esa disciplina.

El doctor Bloomfield permaneció en México durante un lapso de dos años desarrollando varios programas de investigación, de acuerdo con el Convenio de Colaboración Científica que la Universidad Nacional Autónoma de México tiene celebrado con el Consejo Británico.

El ingeniero Ortega, es investigador de este Instituto.

NOTAS SOBRE LA PETROLOGIA DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO

RESUMEN

Se dan los resultados de un reconocimiento geológico de los gneises precámbricos en las cercanías de la ciudad de Oaxaca. Se reconocieron seis variedades litológicas principales de paragneises cuya petrografía se describe, seguida por discusiones acerca de su génesis y las condiciones bajo las cuales fueron metamorfoseadas.

Se concluye que esta parte del Complejo Oaxaqueño, en la extensión más meridional de la Faja Estructural Grenville, se derivó de una secuencia sedimentaria de arcillas, principalmente calcáreas y dolomíticas, con algunos estratos de dolomía y localmente cloríticas. Estas rocas fueron metamorfoseadas bajo las condiciones características de alta presión y temperatura de las facies de granulita, pero una disminución parcial en la presión litostática produjo rocas de grado algo más bajo con cordierita. Las rocas transicionales a las facies de anfibolita, de temperatura más baja, se pudieron haber formado ya sea por polimetamorfismo o por gradientes locales de presión y temperatura durante un solo episodio metamórfico.

ABSTRACT

The result of a reconnaissance survey of the Precambrian gneisses in the vicinity of Oaxaca City are given. Six principal lithological varieties of paragneiss have been recognized and their petrography is described, followed by discussions of their petrogenesis and the conditions under which they were metamorphosed.

It is concluded that the Oaxaca Complex, the southernmost extension of the Grenville Structural Belt, was derived from a sedimentary sequence of shales and clays, mainly calcareous and dolomitic, containing beds of dolomite, and locally chloritic. These rocks were metamorphosed under

the high temperature and pressure conditions characteristic of the granulite facies but a local decrease in load pressure produced somewhat lower-grade cordierite-bearing rocks. Rocks transitional into the lower temperature amphibolite facies may have been formed either by poly-metamorphism or by local pressure and temperature gradients during a single metamorphic episode.

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se dan los resultados de un reconocimiento geológico de las rocas precámbricas del área de Oaxaca hecho por los autores en septiembre de 1971. El objeto del reconocimiento fue estudiar las principales variedades litológicas expuestas, y sus relaciones estructurales se consideraron sólo de una manera general. Del examen petrográfico de las rocas ha sido posible obtener varias conclusiones respecto a su posible origen y a las condiciones bajo las cuales fueron metamorfosadas.

TRABAJOS PREVIOS

Las rocas metamórficas del área de Oaxaca, junto con su extensión septentrional en el Estado de Puebla, fueron descritas primero hacia fines del siglo pasado (Aguilera y Ordóñez, 1893; Buelna *et al.*, 1896; Félix, 1892; Ordóñez, 1904). En la literatura se mencionan brevemente gneises, esquistos micáceos y filitas, conteniendo grafito, piroxena, muscovita y biotita y cortados por diques de pegmatita. Más tarde, Barrera (1946) publicó un trabajo general de la geología de Oaxaca en el cual, además de las obicuas pegmatitas, también menciona capas de mármol.

Un nuevo ímpetu se le dio a la investigación de las rocas metamórficas de Oaxaca, llamadas ahora "Complejo Oaxaqueño", por los trabajos de Fries *et al.*, (1962, 1966, 1973) y Fries y Rincón-Orta (1965) quienes publicaron los resultados de 15 determinaciones radiométricas de edad. Éstas se obtuvieron principalmente de minerales de pegmatitas usando los métodos de plomo-alfa, K-Ar y Rb-Sr, que dieron una edad media de cerca de 880 m. a., es decir, del Precámbrico tardío. (De Cserna, 1971.)

Subsecuentemente, trabajos muy generalizados de la estructura de las rocas precámbricas han sido publicados por Kesler y Heath (1970) y Kesler (1973); y en un reporte inédito por Rast *et al* (1970) se incluye una breve descripción de los gneises de Oaxaca. La extensión más septentrional del "Complejo Oaxaqueño", cerca de la ciudad de Acatlán, es descrita en un trabajo reciente por Ridríguez-Torres (1970).

ESTRUCTURA GENERAL

En la figura 1 tomada de Fries *et al.* (1972), se muestra la distribución de las rocas precámbricas en la región de Oaxaca. Existe la posibilidad de que una gran masa lenticular de granito post-tectónico aflore en las colinas inmediatamente al oeste de la ciudad de Oaxaca, pero sus límites no se conocen con certeza.

La dirección general de la foliación en los gneises es entre N y NW pero en varios lugares es subhorizontal y el bandeamiento gnésico original ha sido deformado por suaves pliegues posteriores con ejes de rumbo más o menos 45NE. Donde pudieron medirse, los pliegues cilíndricos buzaban al NW con ángulos moderados.

La mayor parte de los minerales fechados se obtuvieron de pegmatitas discordantes, tardías o postorogénicas, así que parece correcto decir que el acmé del plegamiento y el metamorfismo que originaron los gneises en esta área tuvo lugar hace unos 1000 m.a., es decir, durante la orogenia Grenvilliana, también conocida localmente como la orogenia Oaxaqueña (De Cserna, 1971). Recientes trabajos isotópicos U-Pb sobre zircones del "Complejo Oaxaqueño" (Anderson y Silver, 1971) dio una edad concordante de 1080 ± 50 m. a., la cual aparentemente fechó una fase mayor de metamorfismo de las facies de granulita.

LITOLOGÍA DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO

La redacción que sigue está basada en los resultados de nuestro reconocimiento geológico y se cree que cubre la mayor parte de los principales tipos de paragneises y granulitas. Los ortogneises asociados serán tratados en una futura publicación.

Gneises de biotita y granate

1) *Distribución y relaciones de campo*

Parece ser que estas rocas son el tipo más común encontrado en el área, al norte de la ciudad de Oaxaca donde afloran en el camino a Huajuapán y en el camino secundario a Teotitlán. En esta región el bandeamiento gnésico tiene un rumbo N10W inclinado al oeste 50°. Las lineaciones minerales buzaban 40° al N40W.

II) Petrografía

Estas rocas son normalmente rayadas o bandeadas y consisten de capas alternantes de faldespato blanco con cuarzo gris azulado y capas de granate rojo oscuro y biotita negra. Se presenta comúnmente grafito en hojuelas visibles.

La microtextura es de gnéica a granoblástica y en sección delgada, la roca consiste de zonas orientadas de biotita café rojizo en hojuelas, dentro de un mosaico félsico formado por cristales tubulares de oligoclasa y cuarzo fuertemente deformado y saturado. La almandita rosada forma pequeños porfiroblastos irregulares que no parecen haber sufrido ninguna rotación importante. Los accesorios comprenden titanomagnetita, apatita y grafito.

Gneises y granulitas de cordierita

I) Distribución y relaciones de campo

Estas rocas afloran en los cortes sobre la Carretera Federal de Oaxaca a Huajuapán entre los kms 149 y 158, es decir unos 10 a 15 kms al WSW de Telixtlahuaca. (Localidades 1 a 3 en la fig. 1.)

En general las lineaciones minerales buzcan al NNW con ángulos de 18° a 25° , pero en una ocasión, existe una inversión completa de este rumbo buzando en este caso al sur. El bandeamiento gnéico tiene un rumbo de N50W con inclinaciones al NE de 35° a 70° . Asociado con migmatización, localmente es común un plegamiento cerrado de cizalleo a pequeña escala y las rocas están cortadas por aplitas delgadas.

Ésta es la roca que está intrusionada por un cuerpo de gneis anortosítico que contiene cuerpos de "nelsonita" —una asociación mineral de apatita, ilmenita y magnetita— (Schmitter, 1970). El contacto entre el gneis anortosítico y el gneis de cordierita es abrupto pero precede al plegamiento ya que la lineación mineral con una dirección NNW corta dicho contacto.

II) Petrografía

Los especímenes de mano varían de rocas granulíticas con un débil bandeamiento mineral a tipos fuertemente lineados. Los tipos bandeados y rayados son de grano medio y de color gris verdoso oscuro con horizontes de hornblenda verde oscuro y escamas de biotita negra que alternan con

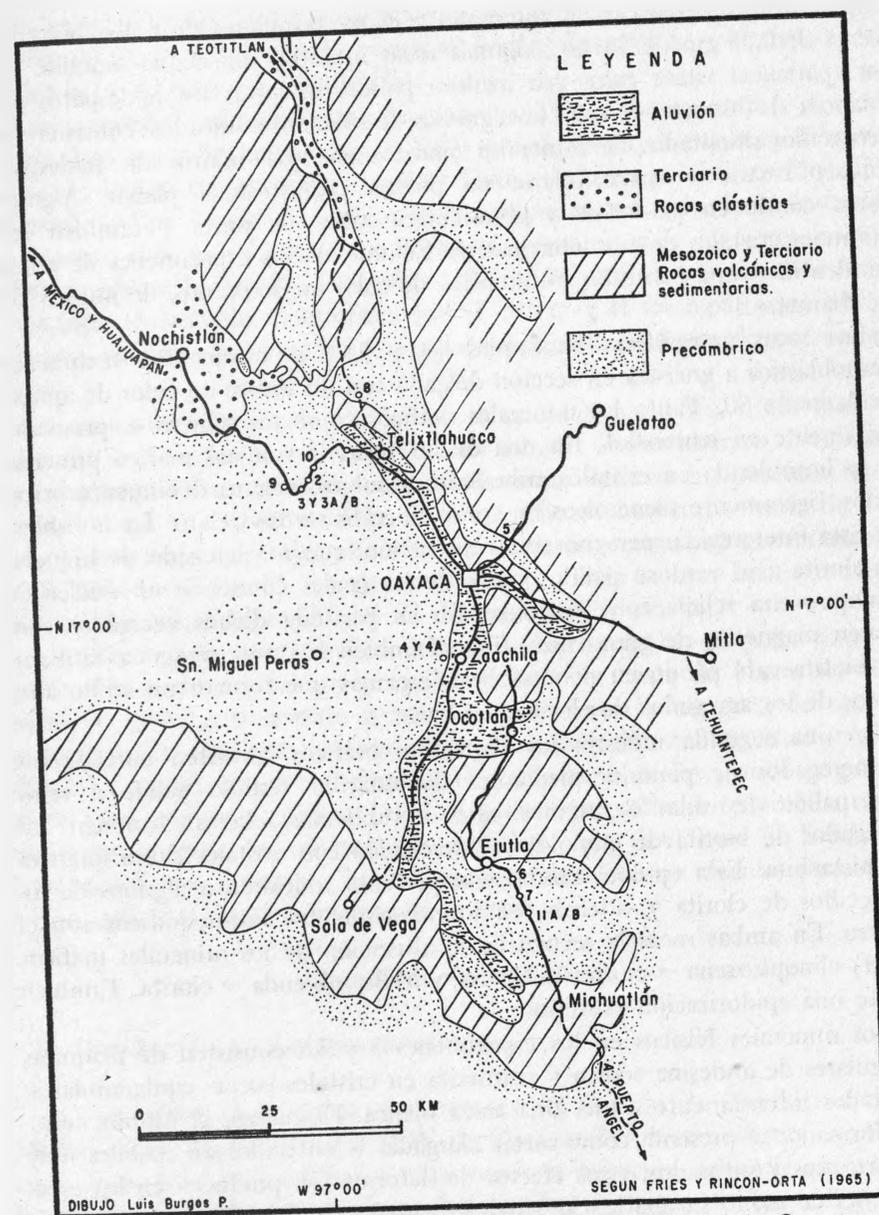


Figura 1. Distribución de las rocas en una parte del Estado de Oaxaca.

capas difusas más ricas en minerales félsicos granulares de color blanco y cerca de 0.75 cm de ancho. Algunas rocas muestran un cuarzo notable por su apariencia vítrea color gris azulado pálido, mientras los feldespatos son blancos de aspecto ceroso. Los gneises fuertemente lineados consisten de lenticillos orientados de minerales máficos en una matriz de feldespato blanco rosado y cuarzo claro; no poseen esquistosidad planar. Algunas rocas contienen pequeños y abundantes cubos de pirita y también son comunes cristales de titanomagnetita. En uno de los especímenes de mano se identificó una inclusión ultramáfica de color verde oscuro, de unos 3 cm de diámetro.

Las rocas granulíticas bandeadas (3 y 3A) muestran una textura de granoblástica a gnéisica en sección delgada con un índice de color de aproximadamente 50. Tanto los minerales máficos como los félsicos se presentan claramente en lenticillos. En una de las rocas el mineral máfico principal es la hornblenda en cristales anhedrales y subprismáticos débilmente orientados, ligeramente pleocroicos en tonos de café verdoso claro. La hornblenda está intercrecida, pero no como alteración, con un agregado de hojuelas de clorita azul verdoso pálido, varias de las cuales contienen un núcleo de clinopiroxena relictas muy corroída. En su periferia dichos agregados contienen magnetita de grano muy fino. También hay una pequeña cantidad de biotita café pálido en pequeñísimas escamas que forman un anillo alrededor de los agregados de clorita.

En una segunda muestra los lenticillos máficos consisten enteramente de agregados de peninita pleocroica de amarillo verdoso pálido a verde azul pálido derivadas de algunas raras hornblendas relictas. También hay agregados de biotita de grano fino intercrecida con cristales subprismáticos de pistachita. Esta epidota también se presenta rodeando a algunos de los lenticillos de clorita y, además, en intercrecimientos mirmequíticos con el cuarzo. En ambas rocas la secuencia de alteración de los minerales máficos es: a) clinopiroxena → clorita → biotita, y b) hornblenda → clorita. También existe una epidotización posterior.

Los minerales félsicos en los especímenes 3 y 3A consisten de plaquitas irregulares de andesina sódica y cordierita en cristales cortos equigranulares, alterados intensamente a una fina mica blanca. El cuarzo, el último mineral formado, se presenta como sartas alargadas y lenticillos de cristales muy deformados y suturados; estos efectos de deformación producen en los especímenes de mano su apariencia vítrea gris azulosa pálida.

Los minerales accesorios comprenden pirita muy abundante en pequeños cubos y cristales irregulares, hasta el 3% de titanomagnetita y apatita en

cristales subidiomórficos hasta de 0.5 mm de longitud. Tanto la pirita como la titanomagnetita a menudo muestran bordes de epidota granular o, en último caso, de eseno de grano fino.

Las variedades más intensamente gnéisicas (1) muestran cataclasis incipiente. Los lenticillos máficos hasta de 5 mm de longitud consisten de agregados de biotita de grano fino (pleocroismo: amarillo pálido-amarillo-café) rodeando anfíbolos relictas que han sido completamente pseudomorfoseadas por goetita café rojizo oscuro y hematita, granates raros incoloros y cristales irregulares de epidota. La biotita también se presenta en zonas de muy finos intercrecimientos diablasticos con el cuarzo y el feldespato que están, a su vez, rodeados por clorita verde pálido y epidota o biotita de grano más grueso.

Los minerales félsicos comprenden un mosaico de grano fino (0.25 mm — 0.5 mm) de andesina y cordierita (mucho de esta última alterada a sericita) con una pequeña cantidad de cuarzo intersticial deformado. Los minerales accesorios son apatita, en cristales subidiomórficos abundantes hasta de 1.5 mm de longitud, y cristales alterados de titanomagnetita que generalmente están incluidos dentro de agregados de biotita. Toda la roca contiene también mucha mica blanca intersticial de grano fino y calcita.

Asociadas con los gneises existen bandas de leucogranulita de grano fino (2) que consisten de cordierita y plaquillas anhedrales hasta de 1 mm de diámetro, de cristales finamente gemelados de andesina y un poco de cuarzo intersticial. La cordierita muestra algo de gemelación polisintética y está alterada a sericita fina, y marginalmente y a lo largo de los planos de gemelación a cristalitas de epidota (?). Los prismas angostos de pistachita también forman agregados en forma de abanico hasta de 1 mm de longitud, intercrecidos con muscovita fina; se encuentran asimismo cristales pequeños y bien definidos de titanomagnetita alterada.

Granulitas charnoquíticas

1) Distribución y relaciones de campo

Las granulitas charnoquíticas afloran en el camino de Zaachila a San Miguel Peras, unos 15 kms al SSW de Oaxaca (Nº 4 en la figura 1). Son aquí de carácter migmatítico y muestran una foliación subhorizontal. Las lineaciones minerales, en los planos de foliación, tienen un rumbo de N40W. El plegamiento es isoclinal y probablemente producido por cizalleo o flujo.

Las rocas charnoquíticas parecen graduar a gneises de biotita granatíferos

y gneises de biotita y piroxena, los cuales, más hacia el oeste, están cortados por pegmatitas discordantes de alanita que han sido fechadas en 940 m.a. (Fries *et al.*, 1962).

II) Petrografía

Las rocas son granulitas de grano fino a medio, de color gris verdoso que muestran un débil bandeamiento. Los minerales félsicos tienen una apariencia vítrea verde pálido característica. La piritita se presenta abundante en pequeños parches.

Se examinaron dos secciones delgadas con algún detalle. Ambas muestran una textura granoblástica, lineación débil y un índice de color de cerca de 40.

En ambas rocas, la diopsida es el mineral máfico predominante, en cristales frescos, verde pálido, anhedrales y subhedrales de 0.5 mm a 1 mm de tamaño, algunos de los cuales tienen un fuerte fracturamiento paralelo a [100]. La uralitización está confinada a escasos bordes angostos y discontinuos de algunas anfíbolos. La hiperstena forma cristales anhedrales algo corroídos y su familiar pleocroísmo de rosa a verde pálido con una uralitización parcial; en los extremos de su crucero se ha desarrollado un borde angosto de anfíbola uralítica azul-verdoso. La hornblenda está presente en el espécimen 4, pero no en el 4A. Forma cristales frescos anhedrales con pleocroísmo X = verde amarillento, Y = verde olivo claro, Z = verde olivo, que parcialmente rodea los cristales de piroxena, aunque no se forma de éstos. La diopsida y la hornblenda aparentemente están en equilibrio estable, pero la hiperstena es probablemente metaestable. En las muestras examinadas las proporciones relativas de los minerales máficos son aproximadamente como siguen, Do:Hy, 60:40 y Do:Ho:Hy, 50:30:20. La biotita se presenta en escasas y pequeñas hojuelas pleocroicas de amarillo pálido a café rojizo intercrecidas en parte con cuarzo de grano fino, pero no es de importancia.

El mineral félsico predominante es la andesina sódica (Ab 60-64) en plaquillas anhedrales, la mayor parte de las cuales tienen gemelación bien definida de los tipos de la albita y albita-periclina combinados, aunque puede ser cataclástica una gemelación parcial en cristales con zoneamiento oscilatorio pobremente desarrollado (Cannon, 1966). Hay cuarzo en cantidades mucho menores, el cual forma plaquillas intersticiales y deformadas.

La titanomagnetita de estas rocas comprende de 5 a 10% en cristales subhedrales y anhedrales hasta de 0.3 mm de diámetro que están comúnmente rodeados por biotita fina café rojizo o, menos frecuentemente, por anfíbola uralítica. Algo de la titanomagnetita está intercrecida con pleonasto verde, y

otra poca incluye intercrecimientos marginales de piritita. Las inclusiones esqueléticas "grille" en algunas hornblendas y piroxenas o en las interfases entre la plagioclasa y la hiperstena son también probablemente de titanomagnetita. La apatita es accesoria en dos generaciones, como prismas delgados en los minerales félsicos y en cristales mayores, más bien redondeados, subidiomórficos, asociada con los minerales máficos. También hay un poco de granate accesorio.

III) Nomenclatura

El nombre de charnoquita se le dio originalmente a un granito de hiperstena cerca de Madrás, India, que subsecuentemente se extendió a unas "Series Charnoquíticas" co-magmáticas de rocas de hiperstena (Holland, 1893, 1900). Desde entonces numerosos autores han usado el nombre de charnoquita de manera diferente para una serie de rocas de linaje tanto ígneo como metamórfico (véase un resumen en Parras, 1958) cuyo único criterio diagnóstico fue la presencia de hiperstena y ciertas características estructurales y texturales distintivas. Puesto que las rocas de Oaxaca tienen estas características, pero son diferentes en muchos aspectos del tipo original de roca de Holland, se denominan granulitas charnoquíticas, a la manera de Gevers y Dunne (1942), sin que el término posea ninguna secuencia genética particular.

Gneises de diopsida y biotita

I) *Distribución y relaciones de campo*

Se localizaron gneises de diopsida y biotita esencialmente iguales en dos puntos separados: cerca del km 15.5 de la carretera de Oaxaca a Guelatao, y en el km 67 sobre la carretera de Oaxaca a Miahuatlán (5 y 6 en la figura 1). Los primeros se presentan justos al oeste del contacto fallado entre los gneises y las cataclasitas graníticas que forman la Sierra de Juárez. Muestran una fuerte foliación con rumbo N30W inclinada al N unos 80°, aunque también parece haber una segunda foliación E-W asociada a una feldspatización potásica posterior.

Los otros afloramientos son las primeras rocas gnéissicas que se ven en el camino de Ejutla a Miahuatlán. Muestran un bandeamiento bien definido al N58E, inclinado hacia el oeste unos 25°, pero también hay microplegues que buzan 10° hacia el sur. Son comunes venas plegadas y lentes de material pegmatítico, así como diques discordantes de pegmatita que contienen grandes cristales de biotita negra y minerales radiactivos.

II) Petrografía

Los gneises son rocas de grano grueso a medio, ricas en hojuelas de biotita negra en sus planos de foliación. Intercrecidas con las micas aparecen cristales de piroxena verde oscuro y minerales félsicos blancos y de hábito granular.

La microtextura de las rocas (5 y 6) es fuertemente gnéisica. La biotita forma hasta el 35% de las secciones examinadas en forma de trenes orientados de hojuelas con una longitud promedio de 0.75 mm. El pleocroísmo es muy distintivo: X = amarillo pálido, Y = naranja, Z = rojo pardo o X = amarillo pardo pálido, Z = café rojizo claro. La diopsida se presenta en plaquitas anhedrales de color verde muy pálido, bastante corroídas, de 0.75 mm a 1 mm de tamaño que contienen inclusiones de magnetita finamente dividida. Ha sido sólo ligeramente reemplazada por hornblenda uralítica verde olivo. Aunque los cristales de biotita rodean parcialmente a las piroxenas, aquéllas no se forman de éstas y ambos minerales parecen en general contemporáneos. Los minerales félsicos comprenden grandes (<2 mm) cristales tabulares de plagioclasa (oligoclasa cálcica, andesina sódica) pobremente gemelados y asociados con cantidades menores de cuarzo deformado, el cual se presenta intersticialmente, intercrecido con cristales pequeños de epidota y a lo largo de los planos de crucero de la biotita. En un espécimen (6) también hay algunas plaquillas de criptopertita sombreada.

Los minerales accesorios son pequeñas cantidades de titanomagnetita, apatita y raros granates.

Gneises y granulitas cuarzo-feldespáticas

I) *Distribución y relaciones de campo*

Las rocas cuarzo-feldespáticas se presentan en todas las áreas precámbricas de la región de Oaxaca en bandas y lentes distintivos dentro de las rocas gnéisicas en general. Rara vez forman cuerpos de alguna significación.

Como ejemplo se describirán dos afloramientos: uno en la carretera Oaxaca-Huajuapán (localidad 3), y el otro cerca del km 69 en la carretera a Miahuatlán (localidad 7).

En el primer punto las rocas cuarzo-feldespáticas aparecen interbandeadas con gneises de hornblenda y cordierita (3A, véase p. 33). En el segundo afloramiento están contenidas en gneises granatíferos de biotita bandeados con un rumbo N18E y una inclinación al W de aproximadamente 15°. En esta localidad parece existir un sinforme cuyo núcleo lo forman gneises de biotita y los flancos, separados unos 100 m, por rocas granatíferas.

La roca cuarzo-feldespática dentro de los gneises de cordierita tiene una fuerte apariencia gnéisica lenticular en los ejemplares de mano (3B). Los lentecillos, de unos 3 mm de ancho, están formados por cuarzo vidrioso y minerales máficos de color verde oscuro en una matriz de feldespato blanco rosáceo. Una sección delgada presenta agregados granoblásticos de grano fino (0.4 mm) de oligoclasa turbia, bien gemelada y cuarzo que contiene agregados lenticulares e irregulares de escamas de biotita café pálido y pista-chita. Todo esto está intersectado por lentecillas paralelas y sartas de cuarzo deformado.

El segundo espécimen (7) también muestra una fuerte textura de gnéisica a cataclástica y contiene lentes irregulares y "ojos" fracturados de granate rojo parduzco en una matriz blanco grisácea, de grano más fino, la cual está compuesta de feldespatos blancos lenticulares que contienen trenes orientados de diminutas escamas de biotita café. La microtextura es gnéisico-porfiroblástica y en sección delgada muestra granates hasta de 5 mm de tamaño con inclusiones de cuarzo y también en forma de agregados lenticulares de pequeños cristales redondeados paralelos a la lineación. Los granates están enclavados en un fino mosaico granoblástico (~1.0 mm) hecho de plaquitas irregulares de mesopertita y micropertita fina en venas (tipo "string") en el cual, pequeñas escamas de biotita (0.5 mm) forman trenes curvilíneos. La biotita es pleocroica en X = amarillo pálido, Y = naranja, Z = rojo pardo. También hay algunos cristales tabulares de oligoclasa finamente gemelada y cuarzo posterior en formas internas suturadas, venas orientadas y lentecillos. En las interfases granate-feldespato varias de las micropertitas exhiben un borde de exsolución de plagioclasa sódica clara.

Los minerales accesorios son abundantes, comprenden pequeños prismas de circón con puntas redondeadas, titanomagnetita y rutilo, este último en inclusiones subidiomórficas en los granates o dentro de los minerales félsicos.

La secuencia de cristalización en esta roca es: accesorios-granate-biotita micropertita-cuarzo.

Mármoles y granulitas de calcosilicatos

Tales rocas son comunes en toda el área de Oaxaca, donde representan un rasgo distintivo de sus terrenos gnéisicos precámbricos. La división entre los mármoles y las granulitas de calcosilicatos se considera a un contenido del 50% de calcosilicatos, pero existe desde luego una transición completa entre ambos grupos.

I) Distribución y relaciones de campo

Se han reconocido en varias localidades mármoles impuros y granulitas de calcosilicatos asociados. Se presentan en el camino de tierra de Telixtlahuaca a Teotitlán (8), entre los kms 134 y 148 del camino Huajuapán-Oaxaca (9 y 10) y cerca del km 71 de la carretera Oaxaca-Miahuatlán (11). Sin duda alguna, hay muchas más de estas bandas y lentes de mármol que podrán reconocerse durante el mapeo geológico del área.

En la primera localidad, se presentan como una banda concordante de mármol entre gneises granatíferos de biotita rayados, localmente ricos en grafito con un rumbo N25W y una inclinación de 35° al oeste. El bandeamiento en ocasiones convergente de los gneises sugiere un plegamiento cerrado casi isoclinal. Los mármoles mismos muestran un bandeamiento mineral difuso y en algunos lugares contiene numerosos enclaves de gneis. Su mobilización e intrusión local es pues evidente por mecanismos de flujo plástico.

En el camino a Huajuapán los mármoles y rocas asociadas afloran dentro de la zona de gneises y granulitas de cordierita. Aquí también son muy comunes las inclusiones de gneises y granulitas de calcosilicatos por lo que los mármoles muestran claramente su relación local intrusiva con los gneises circundantes. El bandeamiento en los gneises lleva un rumbo N13W, pero es de N40W en los mármoles aunque varía ampliamente. Ambos tipos de roca son intersectados por gruesas vetas de pegmatitas discordantes.

Es muy probable que los mármoles expuestos en el camino a Huajuapán y aquéllos al norte de Telixtlahuaca representen la misma capa fracturada y separada por plegamiento y flujo.

Las rocas de calcosilicatos un poco al sur de Ejutla forman el cierre de un pliegue recumbente que aparentemente buza 10° al N18E y contiene una fuerte foliación axial. El núcleo del pliegue está formado por granulita pegmatítica de calcosilicatos que localmente intrusionan a los gneises circundantes.

II) Petrografía

a) Mármoles

Consisten de un agregado de grano grueso a medio de calcita de color blanco crema, 26 a 40% de serpentina verde amarillenta en cristales bien redondeados hasta de 3 mm de tamaño, y pequeñas cantidades de mica café muy pálido (8). Las secciones delgadas muestran una textura típica

de mosaico; los cristales de calcita exhiben bandas de gemelación por deslizamiento y bandas de exsolución posiblemente de dolomita, mientras la mica tiene las propiedades de la flogopita. El grafito es un mineral accesorio común en pequeñas y numerosas escamas o agregados intersticiales de gránulos diminutos hasta de 0.5 mm de longitud. Un accesorio adicional es el granate (grosularita?). En ninguna de las secciones examinadas se observaron cristales relictos dentro de los agregados de serpentina, pero éstos se derivaron posiblemente de la forsterita original.

b) Granulitas y gneises de calcosilicatos

Las granulitas son rocas masivas gris verdoso pálido, de grano fino a medio que algunas veces muestran un bandeamiento incipiente. Los sulfuros visibles son muy comunes.

La microtextura es granoblástica a gnéisica y en sección delgada (9) muestran plaquillas anhedrales, incoloras o verde muy pálido de diopsida ($Z \wedge C = 35^\circ$) de 0.5 a 1 mm de diámetro y con fracturas pronunciadas paralelas a [100], asociadas con agregados lenticulares de cristales irregulares intersticiales de escapolita. El resto de la roca consiste de un mosaico de grano fino de cuarzo deformado y una pequeña cantidad de microclina. Cerca del 5% de la roca lo forman cristales subidiomórficos y redondeados de esfero café rosáceo pálido; también hay prismas orientados y alargados de apatita, y pequeños agregados irregulares de zoisita. Este tipo de roca es particularmente rico en minerales opacos, pirita y abundante pirrotita asociada e intercrecida con pequeñas escamas de calcopirita. Las diopsiditas de grano medio son comunes y consisten totalmente de diopsida verde pálido con inclusiones redondeadas y dispersas de muscovita; están asociadas con las granulitas de calcosilicatos o como inclusiones en los mármoles (10).

Los gneises de calcosilicatos al sur de Ejutla muestran un pronunciado bandeamiento producido por horizontes alternantes de minerales félsicos y máficos (11A), pero están asociados, sin embargo, con granulitas gris verde pálido y débil foliación (11B).

Los gneises bandeados contienen asociaciones minerales de diopsida-escapolita-esfena sin feldespatos, pero en la granulita predomina la escapolita y el lugar de la diopsida lo toman cristales de actinolita verde pálido que en gran parte han sido reemplazados por agregados finos de clorita, calcita y clinzoisita. En la sección delgada que se examinó de granulita, cerca del 50% consiste de grandes laminillas suturadas de cuarzo deformado. El acce-

sorio más abundante es en todos los casos el esfeno en color rosa pardo y en forma de cristales redondeados, con embahiamientos.

ORIGEN DE LOS GNEISES Y GRANULITAS DE OAXACA

No se reconocieron características sedimentarias relictas en las rocas examinadas del Complejo Oaxaqueño, así que su posible origen sólo puede determinarse en virtud de sus asociaciones mineralógicas y litológicas. Las rocas más problemáticas son las granulitas charnoquíticas. Las relaciones de campo, tales como la presencia de mármoles intercalados y metasamitas, sugieren un posible origen metasedimentario, pero además presentan indudables similitudes mineralógicas con las charnoquitas del sur de India, las cuales son consideradas metaígneas (por ejemplo, Howie, 1955). Sin trabajos posteriores más detallados este problema no puede resolverse en el área de Oaxaca, sin embargo, la roca sedimentaria original podría ser una lutita calcárea. Los sedimentos más arcillosos y menos calcáreos podrían producir los gneises de piroxena y biotita.

Los abundantes gneises granatíferos de biotita se formaron probablemente de arcillas calcáreas, localmente ferruginosas; el grafito a menudo presente es un indicador seguro de un ambiente sedimentario porque representa ya sea material carbonoso o carbonatos fósiles.

Las rocas de cordierita deben haberse formado de sedimentos impuros con alto contenido de magnesio pero bajo de hierro, posiblemente de una arcilla o arenisca clorítica. La cordierita ha podido sintentizarse a partir de grauvacas (Winkler, 1965), pero en vista de que los gneises contienen mármoles interstratificados esa asociación litológica original parece poco probable.

Las granulitas cuarzo-feldespáticas casi con toda certeza representan horizontes de arcosas y areniscas impuras intercaladas en la secuencia arcillosa. Las pequeñas cantidades de biotita y granate se derivaron probablemente de impurezas como magnetita y sericita. La abundante presencia en estas rocas de rutilos y circones redondeados sugieren su origen detrítico en las areniscas.

Los mármoles de serpentina se formaron sin duda alguna de carbonatos impuros; pero más que representantes de una caliza metamorfoseada con impurezas diseminadas, es más factible que las rocas fueran originalmente dolomías sedimentarias que sufrieron una de-dolomitización. Los óxidos de calcio y magnesio resultantes de este proceso se combinaron con las impurezas silícicas para formar silicatos de calcio y magnesio (cf. Faust, 1949),

pero la disociación no se completó quizás debido a la ausencia de suficiente sílica reactiva.

N. Rast (citado por De Cserna, 1971) sugirió que algunos de los mármoles expuestos a lo largo del camino Huajuapán-Oaxaca fueron carbonatitas, pero no existe ninguna evidencia en favor de esta interpretación. Las relaciones de campo y la mineralogía indican que son sencillamente mármoles movilizados e intrusionados que a menudo se presentan en terrenos metamórficos similares (por ejemplo Garson, 1955).

Las granulitas de escapolita y diopsida posiblemente representan calizas impuras o margas que fueron permeadas durante el metamorfismo por fluidos volátiles, ricos en cloro y bióxido de carbono. La escapolita es un verdadero mineral metamórfico ya que no se observan relaciones transicionales con la plagioclasa. Es evidente una relativa riqueza en titanio ya que el esfeno se presenta como un accesorio muy abundante en estas rocas. Las diopsiditas casi monominerálicas pueden ser el resultado de segregación metamórfica o haberse formado a partir de una marga dolomítica.

Un rasgo distintivo de las granulitas de calcosilicatos es la presencia de abundante pirrotita asociada con pequeñas cantidades de calcopirita. No obstante la movilización y la redistribución de material durante el metamorfismo regional, la presencia de sulfuros de cobre y hierro es fuertemente sugestiva de una deposición singenética bajo condiciones anaeróbicas en aguas regularmente someras.

Las características geoquímicas notables del Complejo Oaxaqueño incluyen su relativa riqueza en calcio, magnesio y hierro además de los ^{abundantes} silicio y aluminio. Las psamitas y las pelitas son raras y el aspecto general fue el de una gruesa secuencia de arcillas principalmente calcáreas y dolomíticas que en algunas partes contenían capas de dolomía y localmente fueron cloríticas. Lo anterior concuerda bien con el concepto de que el Complejo Oaxaqueño representa el límite conocido más meridional de la Faja Estructural Grenville (Fries *et al.*, 1962; Kesler and Heath, 1970; De Cserna, 1971).

CONDICIONES DEL METAMORFISMO

Las asociaciones minerales en los principales tipos de roca sirven para indicar las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales se formaron, así como sus facies metamórficas.

Las granulitas charnoquíticas contienen la asociación: hiperstena-diopsida ± hornblenda-andesina-cuarzo.

Es importante recalcar que la hornblenda verde pardusco es una fase estable que puede coexistir con las piroxenas y debe considerarse por lo tanto como un mineral tipomórfico. Dicha asociación es muy característica de las facies de granulita en muchas partes del mundo y fue primero utilizada como base para separar las subfacies de granulita de hornblenda (Fyfe, Turner y Verhoogen, 1958). En la actualidad, sin embargo, siguiendo a Lambert (1965) y Fyfe y Turner (1966), la tendencia es a no reconocer esta subfacie sino simplemente regresar al concepto antiguo de facies. Una ligera disminución en la temperatura, por abajo del máximo atribuible al metamorfismo de las facies de granulita, es probablemente la responsable de la presencia de la hornblenda, con la presión del vapor de agua permaneciendo constante.

La asociación estable diopsida-andesina-biotita caracteriza a un segundo grupo de rocas en el área de Oaxaca. La biotita es una variedad café rojiza característica, probablemente rica en titanio y hierro y es similar a la que se ha encontrado asociada con las rocas en facies de granulita. En este sentido, Hsu (1955) sugirió que aquellas rocas que contengan dicha asociación podrían ser el producto de una "granulitización húmeda", o sea que una fase fluida hidratada conteniendo potasio podría coexistir a altas temperaturas con típicas piroxenas anhidras. Hsu propuso la subfacie de granulita de biotita que es aproximadamente igual a la subfacie anterior de granulita de hornblenda por lo que las rocas de Oaxaca podrían asignarse a estas subfacies.

Los gneises granatífero de biotita parecen pertenecer a las rocas típicas de las facies de anfíbolita formadas bajo condiciones moderadas de presión y temperatura, pero de igual manera podrían ser tipos retrogresivos derivados de gneises de más alto grado.

Los gneises y granulitas de cordierita son de un interés poco común. La cordierita con la andesina y el cuarzo parecen haber estado originalmente en equilibrio con la hornblenda y la clinopiroxena, aunque luego las rocas hayan sido extensamente alteradas. La presencia de cordierita indica condiciones de presión más bajas que las normalmente asociadas tanto a las facies de anfíbolita como de granulita, por lo que pueden representar una transición a las facies de hornfels de piroxena, generalmente asociadas al metamorfismo térmico.

Las asociaciones minerales en las granulitas cuarzo feldespáticas son estables a través de un amplio rango de presiones y temperaturas, por lo tanto no son buenos indicadores de las condiciones del metamorfismo. Las rocas calcáreas, en cambio, son más significativas. La asociación mineral típica

en las granulitas de calcosilicatos es: diopsida-escapolita-cuarzo-esfeno. Es característica de las condiciones de las facies de granulita pero, cuando el lugar de la diopsida lo toma la actinolita, probablemente debido a un metamorfismo retrogresivo, hay una transición a las facies de anfíbolita. La asociación calcita-forsterita representa la asociación mineral original en los mármoles de serpentina, también característica de las facies de granulita, pero es significativo que ni la wollastonita ni la grosularita se hayan observado en estas rocas.

En resumen, parece que la mayor parte de las rocas del Complejo Oaxaqueño se formó bajo condiciones de alta temperatura y presiones moderadamente elevadas, características de las facies de granulita. Una disminución local en la presión litostática, posiblemente asociada a una migmatización tardío-cinemática, produjo las rocas de cordierita, mientras los abundantes gneises de biotita se formaron al disminuir más generalmente las temperaturas del metamorfismo. La presión del vapor de agua se mantuvo moderadamente elevada. La coexistencia de piritita y pirrotita en algunas de las granulitas de calcosilicatos sugiere una temperatura de formación de cerca de 800°C a 5000 bars (Kullerud y Yoder, 1959) pero, desde luego, si la presión del vapor de agua es igual a la presión total, la temperatura sería mucho más baja.

Las relaciones cronológicas entre las rocas típicas de las facies de granulita y los otros grupos, permanecen hasta el presente como un problema sin resolver. Si el Complejo Oaxaqueño es polimetamórfico las charnoquitas granulíticas en particular podrían representar relictos retrabajados de un ciclo metamórfico más antiguo, tal como se ha inferido para el cinturón orogénico Mozambique en África Oriental (por ejemplo Vail, 1965). Por otra parte, las relaciones observadas podrían atribuirse a gradientes locales de la temperatura y de la presión durante un solo episodio metamórfico, es decir, tendríamos una especie de zoneamiento térmico con las granulitas "secas" cerca de la fuente térmica, cubiertas por un manto "húmedo" de gneises de hornblenda y biotita, este último producto de la expulsión de potasio, silicio y agua. Tal explicación se ha dado para aclarar las relaciones entre las rocas en facies de granulita y anfíbolita en el Escudo Canadiense (Eade *et al.*, 1966).

En el área estudiada la primera de las dos alternativas parece más viable. Existen frecuentes evidencias de plegamientos reiterados complejos y diaforesis, así que es probable que la orogenia Grenvilliana (o Oaxaqueña) haya sido polimetamórfica.

REFERENCIAS

- AGUILERA, J. G. y ORDÓÑEZ, E. (1893) *Datos para la geología de México*. Imprenta y Fotocografía del Cosmos, Tacubaya, D. F., 87 p.
- ANDERSON, T. H. y SILVER, L. T. (1971) Age of granulite metamorphism during the Oaxacan orogeny, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr., Boulder Colo. Mtg.*, 3, (7), p. 492.
- BARRERA, T. (1946) Guía geológica de Oaxaca. *Inst. Geol. México, Mem.*
- BUELNA, R. R., ORDÓÑEZ, E. y AGUILERA, J. G. (1896) Itinerarios Geológicos. *Inst. Geol. México*, 4-6, pp. 19-29.
- CANNON, R. T. (1966) Plagioclase zoning and twinning in relation to the metamorphic history of some amphibolites and granulites. *Am. Jour. Sci.*, 264, pp. 526-542.
- DE CSERNA, Z. (1971) Precambrian Sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico. *Geol. Rundschau*, 60, pp. 1488-1513.
- EADE, K. E., FAHRIG, W. F. y MAXWELL, J. A. (1966) Composition of crystalline shield rocks and fractionating effects of regional metamorphism. *Nature, London*, 211, pp. 1245-1249.
- FAUST, G. T. (1949) Dedolomitization and its relation to a possible derivation of a magnesium-rich hydrothermal solution. *Am. Mineral.*, 34, pp. 789-823.
- FÉLIX, J. (1899) Übersicht über die Entwicklung der geologischen Formationen in Mexico, nebst einem Anhang über die Höhlenbildungen dieses Landes en *Beiträge zur Geologie und Palaontologie der Republik Mexico*, Felix, J. y Lenk, H., 2 pp. 155-186. Schweizerbart, Stuttgart.
- FRIES, C., SCHMITTER, E. DAMON, P. E. y LIVINGSTON, D. E. (1962) Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol. Bol.*, 64, 3, pp. 45-53.
- FRIES, C. y RINCÓN-ORTA, C. (1965) Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría. *Univ. Nal. Autón. de México. Inst. Geol. Bol.*, 73, 2, 57-133.
- FRIES, C., SCHLAEPFER, C. J. y RINCÓN-ORTA, C. (1966) Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño. *Soc. Geol. Mex. Bol.*, 29, pp. 59-66.
- FRIES, C., RINCÓN-ORTA, C., SILVER, L. T., SOLORIO-MUNGUÍA, J., SCHMITTER-VILLADA, E. y DE CSERNA, Z. (1973) Nuevas aportaciones a la geología de la Faja Tectónica Oaxaqueña. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol. Bol.*, 100, pp. 11-26.
- FYFE, W. S. y TURNER, F. J. (1966) Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contr. Mineral and Petrol.*, 12, pp. 354-364.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. y VERHOOGEN, J. (1958) Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 73.
- GARSON, M. S. (1955) Flow phenomena in a limestone on Changanlumi Hill, southern Nyasaland. *Geol. Mag. London*, 92, pp. 155-161.
- GEVERS, T. W. y DUNNE, J. C. (1942) Charnockitic rocks near Port Edward, Alfred County, Natal. *Geol. Soc. S. Africa, Trans.*, 45, pp. 183-214.
- HOLLAND, T. H. (1893) The petrology of Job Charnock's tombstone. *Asiatic Soc. Bengal Journ.*, 62.
- 1900) The charnockite series, a group of Archaen hypersthenic rocks in Peninsular India. *Geol. Survey India Mem.*, 28.
- HOWIE, R. A. (1955) The geochemistry of the charnockite series of Madras, India. *Royal Soc. Edinburgh Trans.*, 62, pp. 725-768.
- Hsu, K. J. (1955) Granulites and mylonites of the region about Cucamonga and San Antonio canyons, San Gabriel Mountains, California. *Univ. California Publ. Geol. Sci.*, 30, pp. 223-352.
- KESLER, S. E. (1973) Basement rock structural trends in southern Mexico. *Geol. Soc. America, Bull.* (in the press).
- KESLER, S. E. y HEATH, S. A. (1970) Structural trends in the southernmost North American Precambrian. *Geol. Soc. America, Bull.*, 81, pp. 2471-2476.
- KULLERUD, G. y YODER, H. S. (1959) Pyrite stability relations in the Fe-S system. *Econ. Geol.*, 54, pp. 533-572.
- LAMBERT, R. St. J. (1965) The metamorphic facies concept. *Mineral Mag., Lond.*, 34, pp. 283-291.
- ORDÓÑEZ, E. (1904) Las rocas arcaicas de México. *Soc. Cient. Antonio Alzate, Mem.*, 22, pp. 315-331.
- PARRAS, K. (1958) On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in southwestern Finland. *Comm. Géol. Finlande Bull.*, 181.
- RAST, N., RUIZ-CASTELLANOS, M., ROTHEMBERG L. y ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1970) Resultados geológicos, estratigráficos y estructurales de un recorrido a lo largo de la Carretera Federal 190: Izúcar de Matamoros, Pue.,

y algunas localidades adyacentes. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geol.*, inédito.

RODRÍGUEZ-TORRES, R. (1970) Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla. *Soc. Geol. Mex. Libro-Guía de la excursión, México-Oaxaca*, pp. 51-54.

SCHMITTER-VILLADA, E. (1970) Nelsonita de ilmenita y magnetita de la región de Huitzo, Estado de Oaxaca. *Soc. Geol. Mex. Libro-Guía de la excursión, México-Oaxaca*, pp. 167-173.

VAIL, J. R. (1965) An outline of the geochronology of the late-Precambrian formations of eastern central Africa. *Royal Soc. London Proc. Ser. A*, 284, pp. 354-369.

WINKLER, H. G. F. (1965) *Petrogenesis of the metamorphic rocks*, Springer-Verlag, Berlin.

LAS FASES DEL VULCANISMO EN LA REGIÓN
DE TLANCHINOL (HIDALGO, MÉXICO),
SEGÚN DATOS PALEOMAGNÉTICOS Y GEOQUÍMICOS

Claude ROBIN *

Claude BOBIER **

* Centre de Recherches géodynamiques - La Darse - 06 Ville-franche Sur mer - France -
Investigador huésped del Instituto de Geología de la UNAM, durante el año 1972.

** Misma dirección en Francia.

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN: EL CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA SERIE ESTUDIADA 54

I. LAS PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS DERRAMES DE LA SERIE DE TLANCHINOL 56

1) Generalidades sobre algunas propiedades magnéticas de las rocas volcánicas 56

2) El análisis de las imantaciones termorremanentes de las lavas de Tlanchinol. Interés geológico y métodos de estudio 58

3) Los datos del estudio paleomagnético 61

II. LOS DATOS GEOQUÍMICOS Y PETROGRÁFICOS-MECANISMO DEL VULCANISMO 66

III. CONCLUSIÓN-INTERÉS DE LOS DATOS MAGNÉTICOS 78

Literatura citada 84

LAS FASES DEL VULCANISMO EN LA REGIÓN DE TLANCHINOL (HIDALGO, MÉXICO), SEGÚN DATOS PALEOMAGNÉTICOS Y GEOQUÍMICOS

RESUMEN

El análisis paleomagnético de una serie aparentemente homogénea de 22 derrames sobrepuestos que forman una sierra, testigo del vulcanismo de la Huasteca (coordenadas medidas $21^{\circ}\text{N} - 98^{\circ}40\text{W}$), demuestra que la actividad volcánica de esa serie se ha desarrollado durante 4 fases interrumpidas por reposos de duraciones desconocidas.

Si la primera fase corresponde a un periodo de campo geomagnético inverso, las otras tres se deben a las variaciones en dirección del campo local durante una o varias fases de campo normal. Estas etapas se precisan por los análisis químicos y petrográficos y permiten distinguir las diferencias de evolución de las lavas entre los grupos de derrames definidos magnéticamente, diferencias subrayadas por la alternancia de ciclos mugearitas-basaltos. Estos datos patentizan que el cálculo de la dirección del campo dipolar a partir de la magnetización termorremamente de las lavas en una serie de tipo hawaiano, semejante a la de Tlanchinol, debe hacerse sólo después de un análisis serio de la actividad volcánica. El paleomagnetismo contribuye a este análisis, con otros métodos de investigación, de laboratorio, o de campo. Esta serie, de edad astiano probable, permite el cálculo de la posición del polo ($81^{\circ}30\text{N} - 116^{\circ}\text{W}$).

RESUME

L'analyse paléomagnétique d'une série apparemment homogène de 22 coulées superposées constituant une butte témoin du volcanisme de la Huasteca (coordonnées moyennes $21^{\circ}\text{N} - 98^{\circ}40\text{W}$), montre que l'activité volcanique de cette série a eu lieu en quatre phases séparées par des temps de repos de durées inconnues.

Si la première phase correspond à une période de champ inverse, la mise en évidence des trois autres phases est due à l'existence des variations de la direction du champ local durant une ou plusieurs périodes de champ normal. Ces étapes sont précisées par les analyses géochimiques et pétrographiques qui montrent l'existence de différences d'évolution des laves entre les groupes de coulées définis magnétiquement, différences soulignées par l'alternance de cycles mugearites-basaltes. Ces résultats montrent que le calcul de la direction du champ dipolaire à partir des aimantations des laves d'une série de

type hawaïen comparable a celle de Tlanchinol no doit être fait qu'après une analyse sérieuse de l'activité volcanique, le paléomagnétisme y contribuant avec d'autres méthodes de laboratoire et de terrain. Cette série d'âge astien probable, permet de calculer la position du pôle ($81^{\circ}30'N - 116^{\circ}W$).

ABSTRACT

Paleomagnetic analysis of 22 superposed lava flows of homogeneous appearance forming a mountain range in the Huasteca Region (Mean position $21^{\circ}N - 98^{\circ}40'W$) shows that the vulcanism took place during four active stages separated in time by quiet periods of unknown duration.

If the first stage occurred during an epoch of reversed geomagnetic field, the three others are pointed out by variations in direction of the local field during one or several epochs of normal polarity. Geochemical and petrographic analysis give more information about these active stages and permit the recognition of differences, in evolution of the lavas within the groups of lavas defined magnetically, such differences emphasized by alternation of mugearite and basalt.

These results show, also, that to obtain a good estimate of the direction of the dipolar component of the local geomagnetic field, using direction of thermoremanent magnetization in hawaiian-type lavas, similar to that of Tlanchinol, we must first make a very precise analysis of volcanic activity of determine active stages. In such a work it is necessary to use paleomagnetic results along with those given by others field and laboratory methods. The lavas of Tlanchinol, of probable Astien age, give as pole position $81^{\circ}30'N - 116^{\circ}W$.

INTRODUCCIÓN

EL CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA SERIE ESTUDIADA

En 1966 comenzó C. Bobier el estudio del vulcanismo en la Huasteca, en relación con las investigaciones perseguidas por la *Mission Française au Mexique et en Amérique Latine*.

Entre Pachuca y Huejutla se realizaron varias observaciones destinadas a los análisis paleomagnéticos y químicos. Una de ellas se refiere a las rocas básicas que se encuentran al norte, al lado de la carretera que va de Tlanchinol a Huejutla (figura 1).

Esta serie, aparentemente homogénea, está constituida por 22 derrames sobrepuestos, de lava basáltica compacta, dominados por tobas. El espesor de los derrames que se escalonan entre 1240 y 1500 metros de altitud, se re-

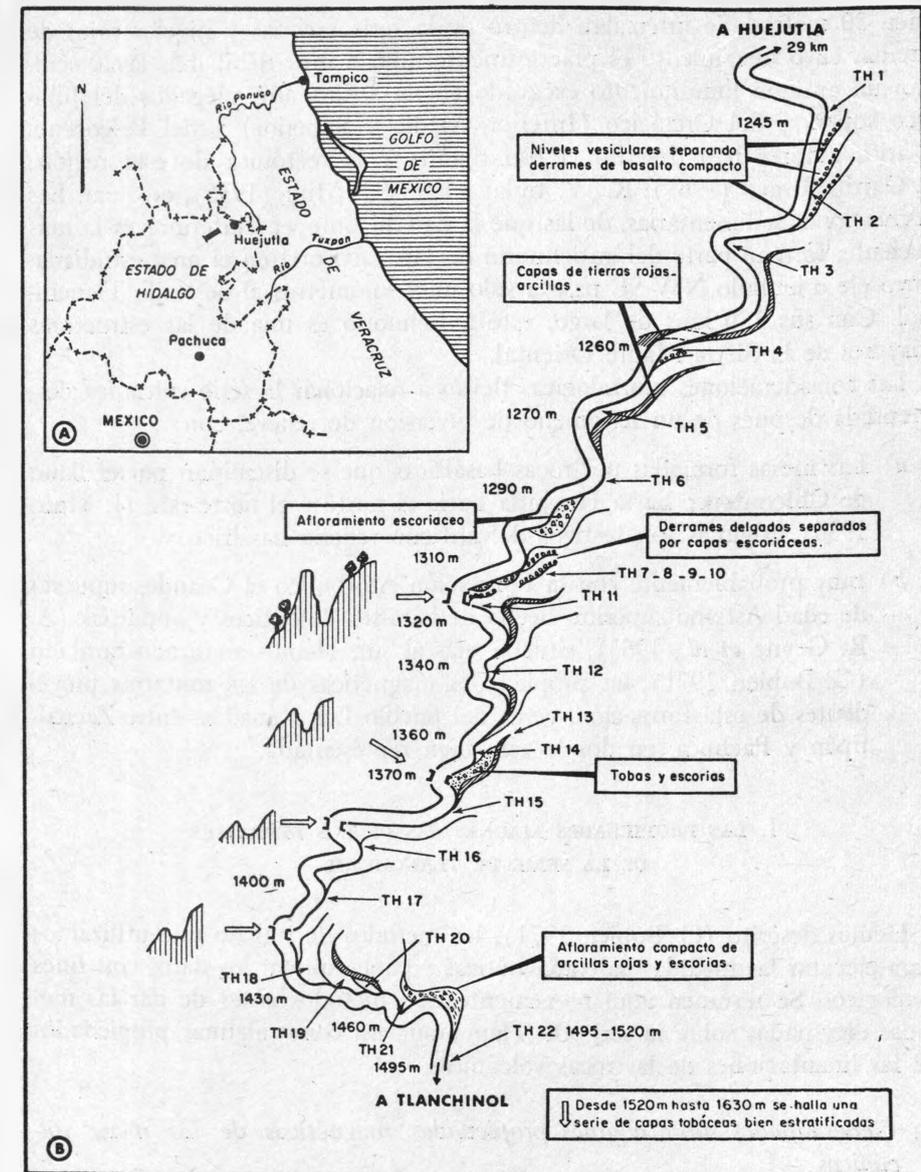


Figura 1. Croquis de una porción del Estado de Hidalgo, entre Tlanchinol y Huejutla.

duce ocasionalmente a unos cuantos metros, aunque puede alcanzar también 30 metros. Se intercalan dentro de la serie escorias y niveles rojos de arcillas cuyo buzamiento es prácticamente nulo o muy débil. Las lavas ocultan un antiguo hundimiento excavado en los sedimentos plegados del Jurásico superior, del Cretácico (Inferior, Medio y Superior) y del Paleoceno. Varios autores han descrito la estratigrafía y la tectónica de esta región: J. Carrillo-Bravo (1965); R. W. Imlay (1943); J. Muir (1936), etcétera. Las formaciones sedimentarias, de las que la de Chicontepec (inferior) es la más reciente, forman parte del anticlinorio de Huayacocotla en el área estudiada, cuyo eje orientado NW-SE pasa a sólo unos kilómetros al oeste de Tlanchinol. Con sus 150 kms de largo, este anticlinorio es una de las estructuras mayores de la Sierra Madre Oriental.

Las consideraciones morfológicas llevan a relacionar la serie volcánica desprendida después de un fenómeno de inversión de relieve, con:

- a) Las mesas formadas por rocas basálticas que se diseminan por el llano de Chicontepec hasta Huejutla hacia el norte y el norte-este (J. Muir, 1936). Algunas son testigos del antiguo relleno basáltico y
- b) muy probablemente con la Formación Atotonilco el Grande, supuesta de edad Astiano superior, hecha de basaltos doleríticos y andestias (A. R. Geyne *et al.*, 1963), situada más al sur. Hemos analizado también (C. Bobier, 1971), las propiedades magnéticas de las muestras procedentes de esta formación, cerca del pueblo Los Venados, entre Zacualtipán y Pachuca, en donde está bien representada.

I. LAS PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS DERRAMES DE LA SERIE DE TLANCHINOL

Hemos descrito (C. Bobier, 1971), los métodos de trabajo que utilizamos para ejecutar las medidas paleomagnéticas y para explotar los datos con fines geológicos. Se resumen aquí brevemente esos métodos antes de dar las medidas efectuadas sobre la serie de Tlanchinol, así como algunas propiedades de las imantaciones de las rocas volcánicas.

- 1) *Generalidades sobre algunas propiedades magnéticas de las rocas volcánicas*
 - a) *Imantación adquirida durante el enfriamiento*
Imantación termorremanente

Durante el enfriamiento de una lava, la temperatura de los minerales ferromagnéticos varía entre la del punto de Curie y la temperatura ordinaria. Cada mineral adquiere entonces, una imantación termorremanente. La suma de estas imantaciones remanentes elementales, constituye la llamada imantación remanente de la roca. Neel (1949), elaboró la teoría de dicha imantación, E. Thellier (1938) y T. Nagata (1943), y posteriormente sus alumnos, realizaron un estudio experimental preciso de estas imantaciones definiendo sus principales características.

b) *Imantaciones adquiridas a temperatura estable*

α) Imantación remanente de histéresis - imantación remanente isoterma

A. Roche (1953) y F. Rimbart (1958) hicieron ver que la intensidad de las imantaciones remanentes isotermas debidas a los rayos decrece muy pronto según la distancia del punto de impacto a la roca; por lo que se deberán coleccionar muestras lo más distante posible.

β) Arrastre magnético e imantación viscosa remanente

La importancia de esta característica es muy variable según las rocas. En ciertos casos, la imantación remanente crece linealmente con el logaritmo del tiempo de acción del campo.

Apoyándose sobre estas características, E. Thellier (1959), propuso un ensayo para estimar la importancia de la imantación viscosa en las rocas y en las arcillas cocidas.

γ) Imantación remanente química

Dentro de las rocas volcánicas, pueden ocurrir fenómenos semejantes durante la aparición de minerales nuevos (devitrificación de vidrios volcánicos, aportaciones fumarólicas o hidrotermales) o bien, durante la alteración de minerales existentes. Pero, dada la estrecha similitud que existe entre la imantación termorremanente y la imantación remanente química, es muy difícil distinguirla.

- c) *La naturaleza de la imantación remanente natural de las rocas volcánicas. Su utilización en geología*

E. Thellier (1938), mostró que generalmente, dentro de una roca las imantaciones termorremanentes y la imantación remanente isoterma admitida en campo débil, se sobreyacen entre sí pero no se suman. Sus efectos solos se suman geoméricamente.

La imantación remanente natural de una roca puede entonces ser de origen múltiple. Así, es necesario analizar con precisión la naturaleza de las imantaciones remanentes para reconocer las que pueden enterarnos en relación a las épocas geológicas.

Este resumen que se acaba de hacer, muestra que dentro de las lavas las imantaciones termorremanentes pueden interesar al geólogo ya que permiten reconocer la dirección y la intensidad del campo magnético terrestre que existían en el lugar y en la época de formación; pero dadas las propiedades magnéticas de las rocas es necesario analizar, para cada formación, la imantación de un conjunto de muestras distantes con objeto de:

- α) Calcular la dirección que excluye la influencia de las heterogeneidades de la roca.
- β) Buscar las imantaciones características de todo un derrame (termorremanente, química o viscosa), eliminando las imantaciones más o menos fortuitas que caracterizan sólo una muestra y no una formación (imantación remanente isoterma y a veces viscosa).

2) *El análisis de las imantaciones termorremanentes de las lavas de Tlanchinol. Interés geológico y métodos de estudio*

a) *La imantación termorremanente de los derrames y el campo geomagnético medio*

En razón de la independencia de las imantaciones admitidas dentro de gamas de temperaturas diferentes, los parámetros de la imantación termorremanente total de una roca volcánica, refleja los valores medios de los parámetros del campo geomagnético durante todo el tiempo de enfriamiento. Para derrames como los que se estudian en este trabajo, dichos tiempos varían entre unas horas y unos años. Por consecuencia, y tomando en cuenta la naturaleza del campo geomagnético, se observa que la dirección, el sentido y la intensidad de las imantaciones termorremanentes de los derrames de Tlanchinol, reflejan los parámetros correspondientes del campo geomagnético medio en el lugar, durante la época de las erupciones.

b) *Interés geológico de las imantaciones termorremanentes*

El análisis de las imantaciones termorremanentes de los derrames de Tlanchinol, presentará interés si podemos contestar a una de las siguientes preguntas:

—¿Puede el campo geomagnético constituir un buen criterio estratigráfico?

—Tomando en cuenta el hecho de la evolución en el tiempo del campo geomagnético medio, existen fenómenos geológicos que, evolucionando en la misma escala de tiempo, ¿pueden ser analizados mediante el estudio de las imantaciones termorremanentes?

Por lo que concierne a la primera pregunta, es necesario recordar el hecho de que las variaciones seculares del campo geomagnético arrastran considerables variaciones en la dirección del campo medio (Chapmann y Bartels, 1941); y que, recíprocamente, derrames de edades diferentes, pueden tener la misma dirección de imantación. De hecho, la dirección y el sentido de las imantaciones de las rocas volcánicas no representan buenos criterios estratigráficos, pero permiten establecer correlaciones dentro de conjuntos volcánicos (C. Bobier, 1970-71). Al contrario, la dirección de un campo dipolar, calculada a partir de direcciones de imantaciones termorremanentes de un gran número de derrames distantes en el tiempo, es susceptible de constituir un criterio estratigráfico (A. Roche, 1970).

En relación con la segunda pregunta, se examina la actividad volcánica que dio nacimiento a series como las de Tlanchinol. Se sabe que dicha actividad es discontinua, y que la mayoría de los complejos volcánicos resultan de la acumulación de productos emitidos durante periodos de actividades cuya repartición en el tiempo se lleva a cabo al seguir un ritmo y formar secuencias características en cada complejo. Las gamas de frecuencia de las variaciones de la actividad volcánica son iguales a las gamas de las variaciones del campo geomagnético medio. Los derrames emitidos durante un mismo periodo de actividad cubriendo unos años, deben presentar direcciones de imantación semejantes, mientras que aquellos que pertenecen a periodos separados por unas décadas presentarán frecuentemente direcciones de imantaciones diferentes. En consecuencia, el análisis de las imantaciones termorremanentes de una serie de derrames, debe permitir hacer un análisis de los periodos de actividad de un volcán. Sin embargo, este análisis tiene límites ya que, tomando en cuenta las variaciones seculares del campo geomagnético, no se puede llegar a datos precisos en el sentido entendido por los físicos, llegando solamente a la evidencia de hechos muy probables. Ade-

más, conviene recordar lo inaproximado que son los métodos geológicos que permiten correlaciones en rocas que difieren unos años en edad. En particular, las fechas radiocronológicas están todavía muy lejos de permitir abordar tales correlaciones.

c) Métodos de análisis

α) Orientación de las muestras

Sobre cada muestra, se coloca una capa de yeso sobre la cual se forma una superficie horizontal con un nivel. Se traza, además de la dirección del norte magnético, la dirección del sol, definida por la sombra de un plomo. Conociendo el momento de la orientación, la hora legal y las coordenadas geográficas del lugar, se puede calcular el azimut del sol y la orientación de la muestra con respecto al norte geográfico en el laboratorio.

β) Medida de las imantaciones

En el laboratorio se saca la muestra con objeto de introducirla en un cubo de yeso, una de cuyas caras es paralela al plano horizontal formado durante el estudio. Las imantaciones fueron medidas con ayuda de un inductómetro de rotación Thellier, construido por la Sociedad Sercel, según el modelo hecho en el Laboratorio de Geomagnetismo del Parc St. Maur (E. Thellier, 1967). Si x e y representan las componentes horizontales, y z la componente vertical, se puede escribir:

$$\operatorname{tg} I = \frac{z}{\sqrt{x^2 + y^2}} \quad \operatorname{tg} d = \frac{y}{x}$$

$$D = d - \delta \text{ con } \delta = \text{azimut del eje } Ox$$

el momento total $M =$

$$\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$$

δ) Análisis de las imantaciones

La naturaleza de las imantaciones fue analizada por la técnica de desimantación en campo alternativo (F. Rimbert, 1958).

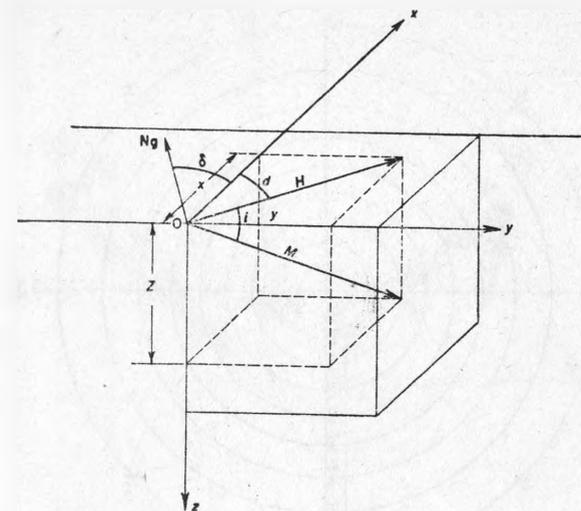


Figura 2

Para cada muestra, se mide el momento, quedando después acción de campos alternativos de intensidad creciente (0, 50 α , 100 α , etcétera...). La naturaleza de las imantaciones está determinada teniendo en cuenta (figuras 3 y 4):

—La variación de la dirección del momento residual (figura 3, b, c, d, y 4 b, c, d).

$$\frac{M_h}{M_0}$$

—La forma de la gráfica curva $\frac{M_h}{M_0} = f(H)$, donde:

$$M_0$$

M_h = momento residual después de la acción de un campo alternativo H .
 M_0 = momento inicial.

Los programas de tratamiento en computadoras permiten hacer los cálculos y trazar la mayoría de las gráficas.

3) Los datos del estudio paleomagnético

a) Dirección de las imantaciones

Los datos están representados por las tablas I y II.

Mientras que la serie aparece homogénea en el campo, el paleomagnetismo pone en evidencia varios periodos de actividad (figura 5). Una primera fase

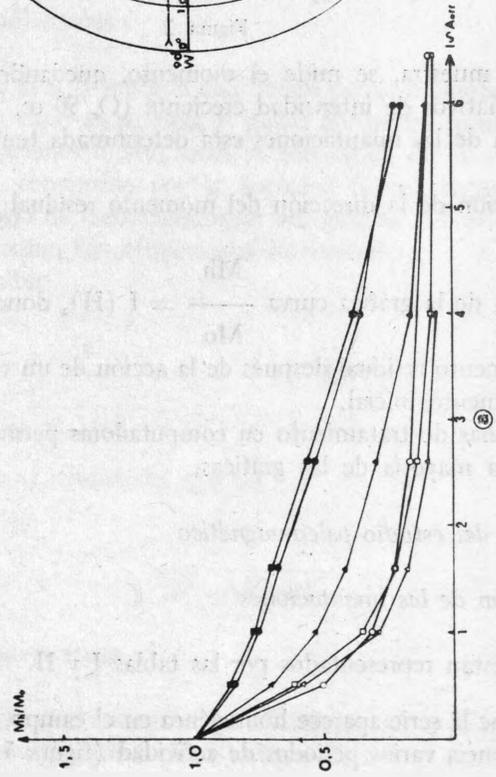
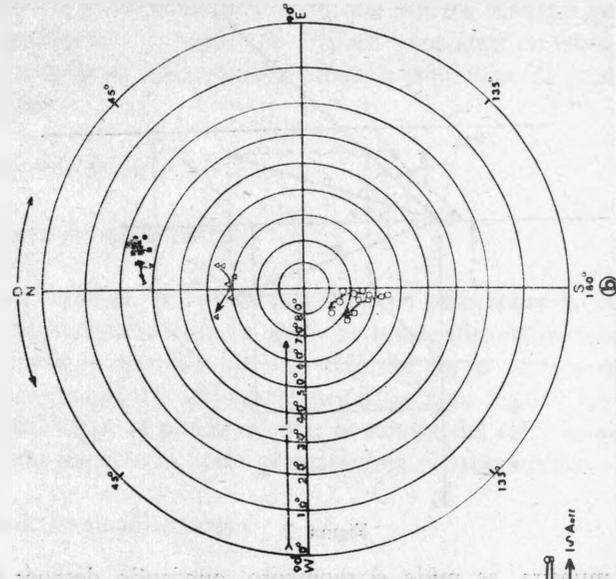


Fig. 3-A

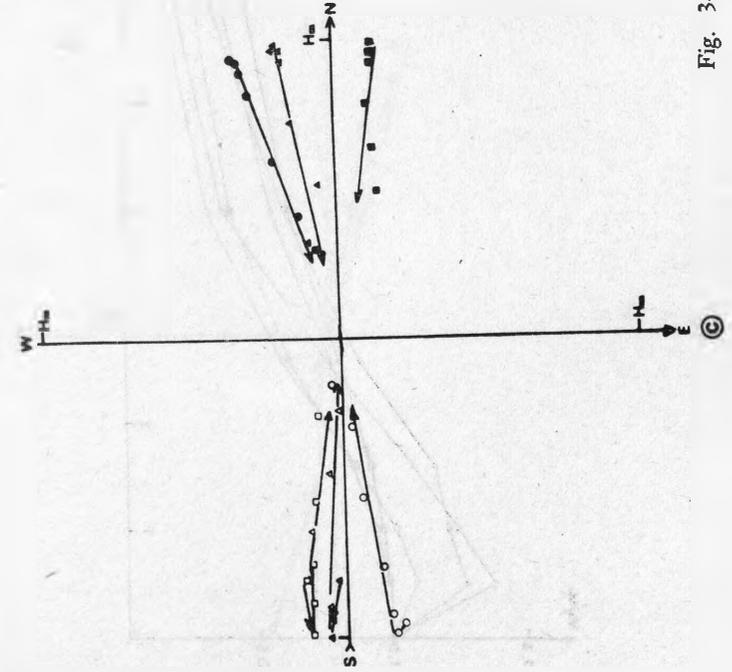
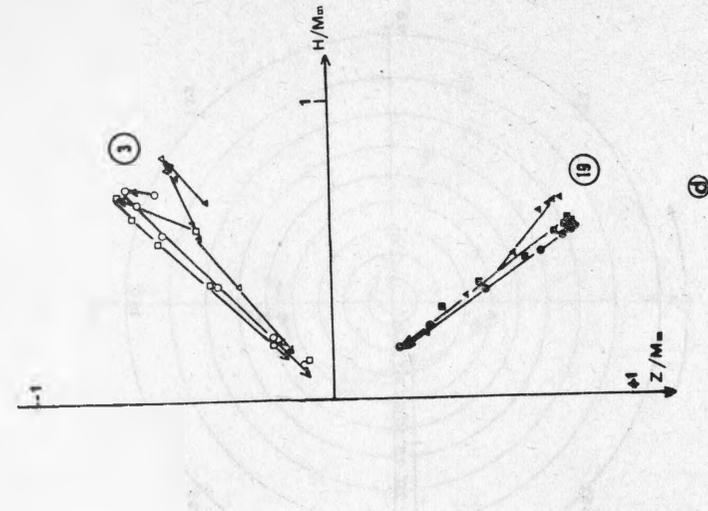


Fig. 3-B

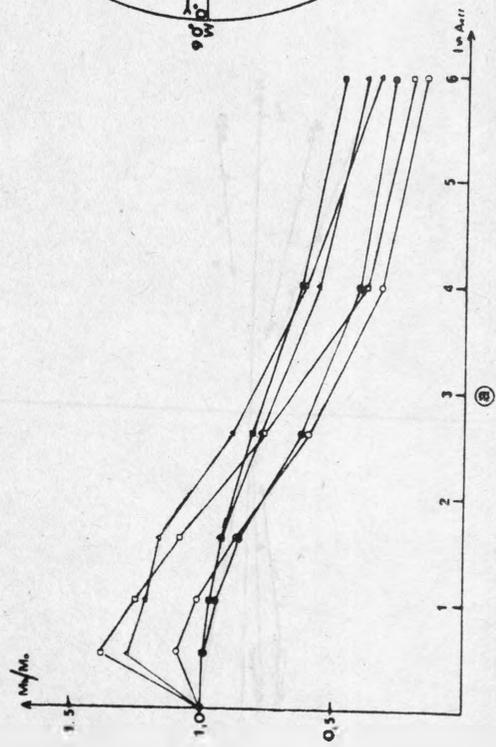
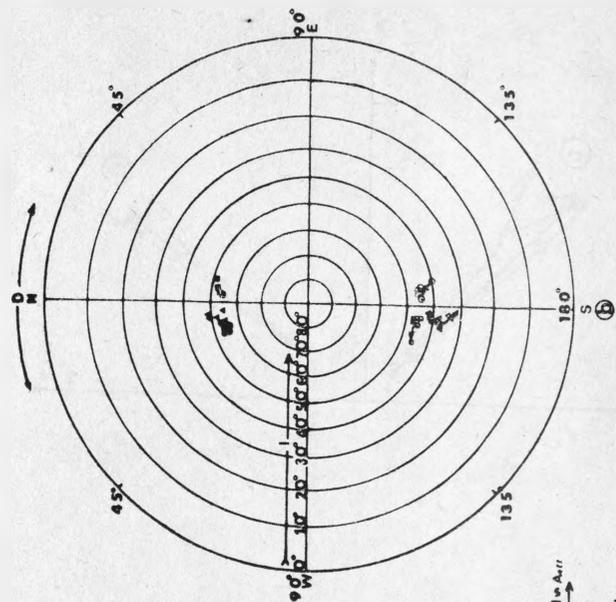


Fig. 4-A

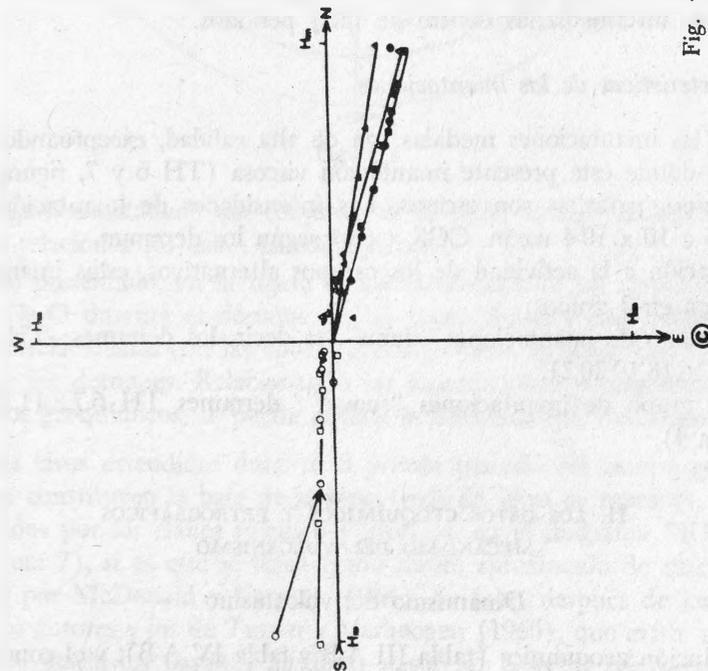
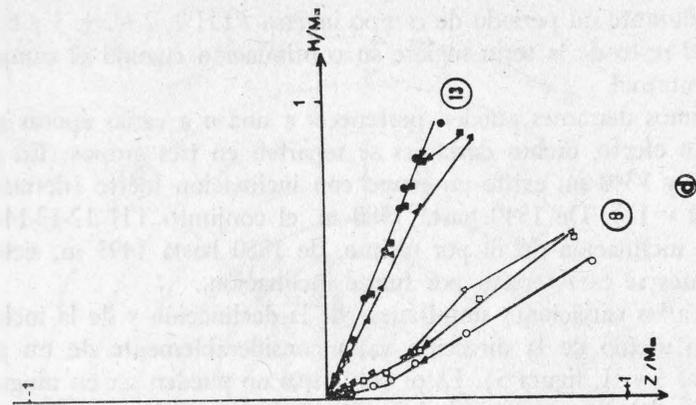


Fig. 4-B

concluyó durante un periodo de campo inverso (TH 1, 2, 3, 4, 5 y 6), mientras que el resto de la serie sugiere su continuación cuando el campo tenía dirección normal.

Los últimos derrames pueden pertenecer a una o a varias épocas geomagnéticas. En efecto, dichos derrames se reparten en tres grupos: En la base, entre 1300 y 1340 m, existe un grupo con inclinación fuerte (derrames TH 7, 8, 9, 10 y 11). De 1340 hasta 1380 m, el conjunto TH 12-13-14-15 presenta una inclinación débil; por último, de 1380 hasta 1495 m, siete derrames patentes se caracterizan por fuerte inclinación.

Debido a las variaciones simultáneas de la declinación y de la inclinación, el término medio de la dirección varía considerablemente de un grupo a otro (tablas I y II, figura 5). Estos conjuntos no pueden ser en ningún caso, el producto del azar, pues son el resultado de la emisión total de estas lavas de imantación normal durante el transcurso de tres fases de actividad, ya que la dirección del campo medio varía de una fase a otra, siguiendo la variación secular del campo terrestre. En lo que concierne al derrame TH6, es posible que su emisión tuviera lugar durante el periodo de transición del campo terrestre que precede al periodo de campo normal contemporáneo de los derrames TH 7-8-9-10-11. Embleton (1969), puso en evidencia las direcciones intermediarias dentro de tales periodos.

b) Características de las imantaciones

Todas las imantaciones medidas son de alta calidad, exceptuando en dos derrames donde está presente imantación viscosa (TH 6 y 7, figura 3); las imantaciones parásitas son escasas. Las intensidades de imantación varían sólo de 5 a 10×10^{-4} u.e.m. CGS / cm^3 según los derrames.

En relación a la actividad de los campos alternativos, estas imantaciones se reparten en 2 grupos:

—Un grupo de imantaciones “duras”, es decir, los derrames: TH 1,2,3,4, 5,9,10,14,16,18,19,20,21.

—Otro grupo de imantaciones “suaves”: derrames TH 6,7,8,11,12,13,15, 17 (figura 4).

II. LOS DATOS GEOQUÍMICOS Y PETROGRÁFICOS MECANISMO DEL VULCANISMO

Dinamismo del vulcanismo

La evolución geoquímica (tabla III A-B y tabla IV A-B), y el conocimien-

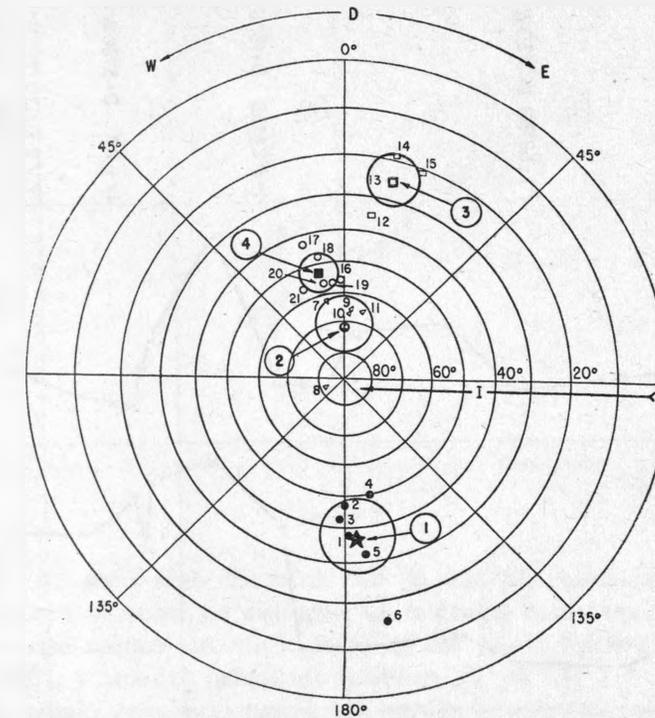


Figura 5

to petrográfico detallado del conjunto de la serie, apoyan la hipótesis fundada en relación a los datos paleomagnéticos.

Se han presentado, en la figura 6, las variaciones de los elementos SiO_2 , K_2O y Na_2O durante el derrame de las lavas. Aparece una evolución que puede correlacionarse con las épocas geomagnéticas, es decir, con la edad relativa de los derrames. Relacionando las descripciones petrográficas a estos elementos geoquímicos, se puede definir la dinámica del vulcanismo así:

a) Las lavas extendidas durante el primer periodo del campo geomagnético, que constituyen la base de la serie (más de 50 m de espesor), están representados por los clanes toleítico y alcalino, en el diagrama SiO_2 -Alcalinos (figura 7), si es que se toma como límite aproximado de esas zonas la definida por McDonald y Katsura (1964). Se sabe, después de los trabajos de dichos autores y los de Turner y Verhoogen (1960), que existe una gama completa, desde los basaltos alcalinos hasta los basaltos toleíticos, a pesar

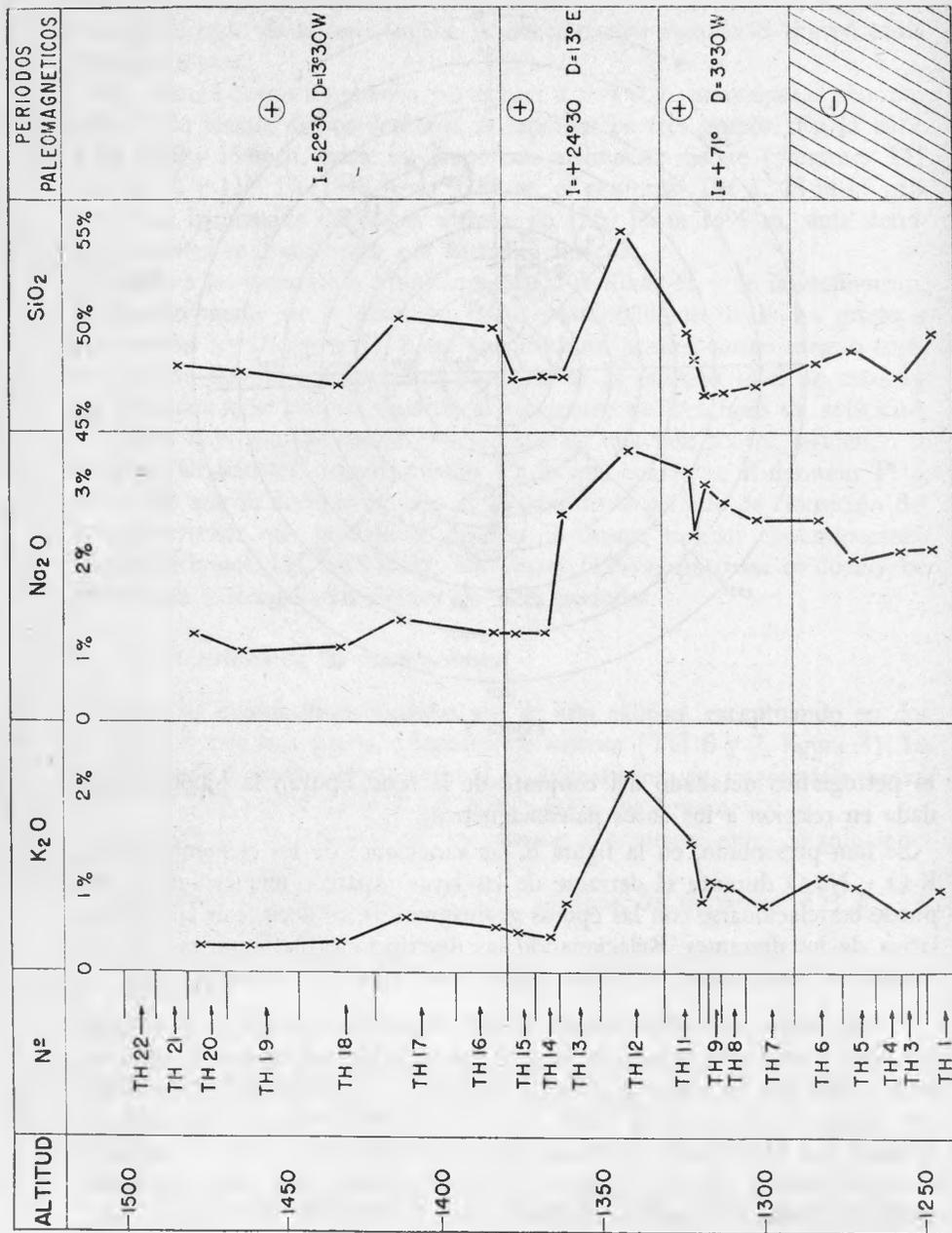


Figura 6

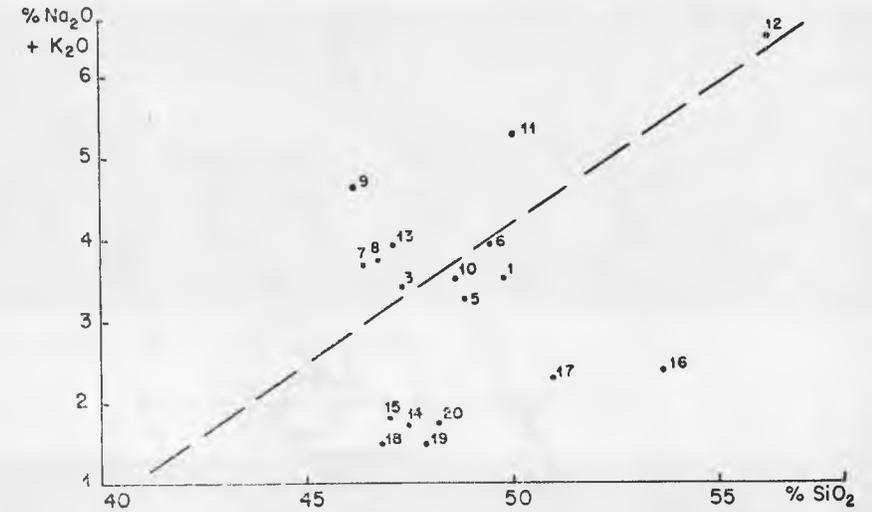


Figura 7

de que las dos series sean diferentes una de otra por ciertas características mineralógicas y químicas. Se distingue, sin embargo, entre esos primeros derrames, en este magma intermedio entre los dos clanes, tendencias alcalinas (TH3, TH6), y aspectos netamente toléuticos (TH1, TH5).

Al microscopio, estas rocas tienen una estructura microlítica porfírica. Los microlitos de plagioclasas presentan muy seguido una orientación preferencial. La fase vidriosa tiene buen grado de desarrollo en algunas muestras. En la mesostasa, los microlitos de andesina, labradorita y bitownita están separados por intersticios en los cuales se encuentran clinoperoxenos y numerosos granos de óxidos metálicos (magnetita, ilmenita). El olivino, en la muestra TH3, alterado, que contiene minerales opacos, se rodea de una cinta fina de crecimiento, y constituye en esta roca el grupo principal de fenocristales. Al contrario, en TH5, basalto cuya fase vidriosa está bastante desarrollada, el olivino se presenta en xenolitos con idingsita, rodeados por una pestaña de reacción hecha de clinopiroxenos. Se nota, además, en la mesostasa, microlitos de ortopiroxenos. Por el conjunto, la plagioclasa media es una labradorita relativamente ácida (50-60% an.). Es frecuente ver varios agregados de unos milímetros de dimensión constituidos por clinopiroxenos y olivino en la matriz de esos basaltos.

b) Después de un tiempo de inactividad suficientemente larga para permitir el cambio del campo geomagnético y una evolución geoquímica den-

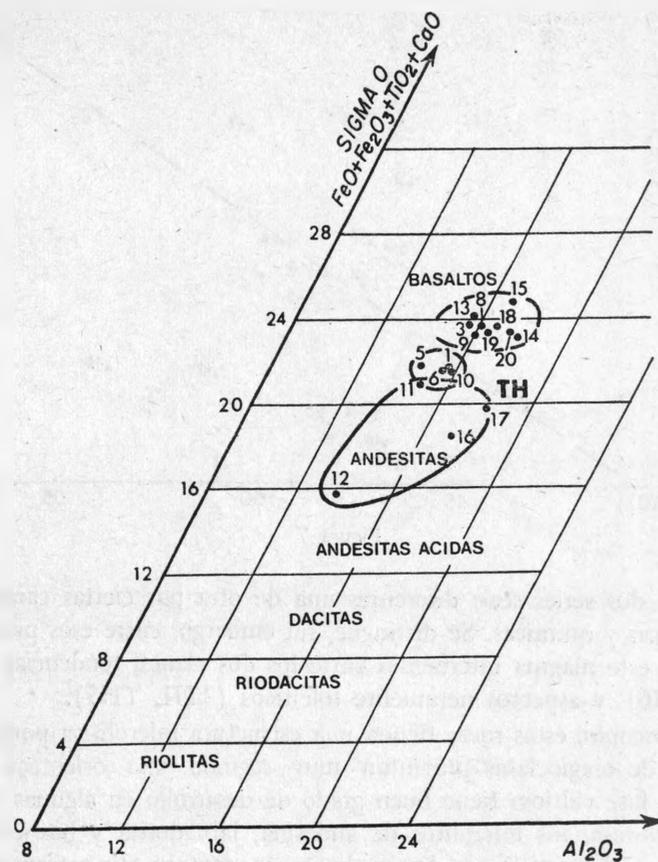


Figura 8

tro de las cámaras magmáticas, al tener lugar el primer periodo de variaciones seculares del campo magnético terrestre, normalmente orientado, se logra el asentamiento de un magma que tiene todos los caracteres de los basaltos alcalinos.

Estos basaltos de olivino (TH7 y TH9 son las muestras más representativas), muestran al microscopio una fase bien cristalizada con plagioclasas intermediarias (50-55% an.), y fenocristales de clinopiroxenos (serie diopsida-augita), abundantes en TH7. Los minerales opacos están diseminados en la matriz, la cual está fuertemente coloreada; se nota también la presencia de apatita. Cuando la alcalinidad está muy avanzada, existe un poco de nefelina en la norma C.I.P.W. (TH7 y TH9, tabla III-A). La composición



Foto 1. Mesas basálticas de la región de Huejutla.



Foto 2. Aspecto de los derrames al lado de la pista Tlanchinol-Huejutla.

química del derrame TH7 es la que se acerca más al medio calculado a una gran cantidad de análisis de basaltos alcalinos de las islas Hawai (Mc Donald y Katsura, 1964). Sin embargo, su posición es intermedia entre los basaltos alcalinos y las hawaitas. Confrontado con este grupo de basaltos alcalinos que se reproduce (tabla V), el contenido en sílice de estas lavas es muy semejante. Para todos los elementos, los valores medios de los análisis de las muestras más alcalinas de la serie son idénticos a los valores medios propuestos por dichos autores. Al contrario, se pueden atestiguar algunas diferencias entre el medio de basaltos alcalinos dado por A.E.J. Engel *et al.* (1965), (tabla V), especialmente sobre el aluminio cuyo porcentaje es netamente más débil (15-16% contra 18%), y el magnesio que, al contrario, es abundante (valores de nuestros análisis: 7% hasta 9.5%; el medio de los basaltos alcalinos de Engel *et al.*: 4.8%).

Al final de este periodo se forman rocas más evolucionadas. Así, TH11 representa un derrame con plagioclasa de 40% an.; el grado en sílice aumenta y la relación $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ es más de 2, lo que permite llamar a tal roca hawaita, y se representa en la figura 8 (TH11 es parte del área andesítica).

c) La evolución geoquímica iniciada, continúa durante la suspensión del vulcanismo que corresponde al cambio geomagnético entre la segunda y la tercera fase. Así, a principio de la nueva fase volcánica, se obtiene un magma evolucionado, "intermediario" (TH12).

En estas rocas se nota un abatimiento considerable del porcentaje de elementos máficos en comparación con las lavas precedentes. La plagioclasa (una oligoclasa), y el análisis químico, es criterio suficiente para acercar la naturaleza de este derrame a las mugearitas. Por último, este periodo terminó con el derrame de basalto alcalino y basalto toleítico no diferenciado. El espesor total alcanza 40 m.

d) Durante la última fase de la actividad volcánica se encuentran en primer término, lavas evolucionadas. El derrame TH16 tiene 19% de cuarzo normativo, pero conserva una plagioclasa media muy básica; el contenido en elementos alcalinos es menor al 3% y el del aluminio alcanza valores mucho más altos (17.3 y 18% en TH16 y TH17), que los del conjunto de los análisis.

Aparece un poco de corindón (2% en TH17), en el cálculo de la norma. Estos caracteres enseñan que muy probablemente se trata de una roca de diferenciación del magma toleítico, que da lugar posteriormente a la potente serie terminal.

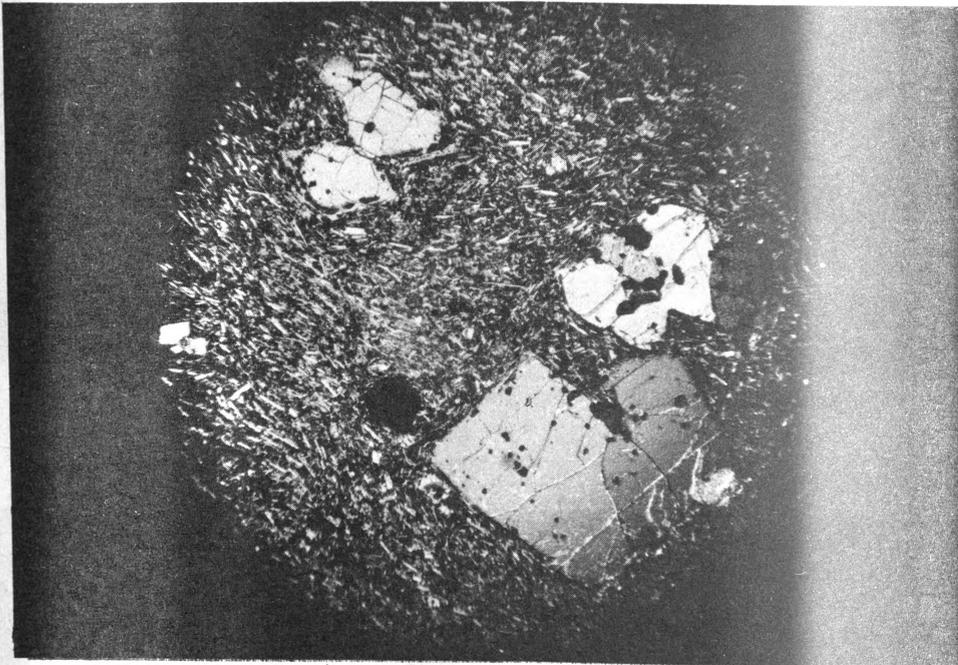


Foto 3. Microfotografía de una lámina del derrame TH3. Basalto de olivino a tendencia alcalina (ver la situación del punto representativo sobre la figura 7). Fenocristales de clinopiróxeno y pequeños cristales de olivino en una matriz de microlitas orientadas — nicoles cruzados.



Foto 4. Microfotografía de una muestra del derrame TH7. Basalto alcalino de olivino. Numerosos cristales de clinopiróxeno (augita) y olivino en una matriz hecha por microlitas de andesita y labradorita. Nicoles cruzados.

Localidad N°	Altitud	N.	R	I _R	D _R	K	α ₉₅
TH ₁	1245	3	2,98	- 38°	179° E	105	12°
TH ₂	1250	3	2,98	- 48°	180° E	193	9°
TH ₃	1255	3	2,98	- 43°	178° W	161	10°
TH ₄	1260	3	2,95	- 50°	168° E	50	17° 30
TH ₅	1270	3	2,89	- 32°30	173° E	18	29° 30
TH ₆	1290	3	2,93	- 15°30	169° E	33	21° 30
TH ₇	1300	3	2,90	+ 61°30	12°30 W	20	27° 30
TH ₈	1310	3	2,75	+ 82°	125° W	8	44°
TH ₉	1315	3	2,99	+ 66°30	3°30 E	508	5° 30
TH ₁₀	1318	3	2,97	+ 67°30	1° E	68	15°
TH ₁₁	1320	3	2,99	+ 65°	11°30 E	285	7° 30
TH ₁₂	1340	3	2,80	+ 34°30	8° E	10	39°
TH ₁₃	1360	3	2,99	+ 24°	13° E	442	6°
TH ₁₄	1365	3	1,99	+ 18°30	12°30 E	131	22°
TH ₁₅	1372	3	2,99	+ 21°	18° E	272	7° 30
TH ₁₆	1382	3	2,98	+ 55°30	4°30 W	131	11°
TH ₁₇	1410	3	2,96	+ 42°30	19° W	65	15° 30
			2,99	+ 47°30	13°30 W	282	7° 30
TH ₁₈	1430	3	2,99	+ 47°30	13°30 W	282	12° 30
TH ₁₉	1460	3	2,98	+ 54°30	8° W	101	12° 30
TH ₂₀	1475	3	2,99	+ 56°30	14° W	262	7° 30
TH ₂₁	1480	3	2,99	+ 55°30	24° W	272	7° 30
TH ₂₂	1495	3	2,97	+ 53°	11°30 W	99	12° 30
Resultante general (1245-1495 m)			20,70	48°	3° W		23°
Resultante de las imantaciones inversas (1245-1300 m)			5,86	- 38°	175° E		9° 50
Resultante de las imantaciones normales (1300-1495 m)			14,96	+ 52°	2° W		9°
Resultante de las imantaciones normales							
. Nivel inferior (1300-1320)			4,88	+ 71°	3°30 W		10° 30
. Nivel medio (1340-1372)			3,97	+ 24°30	13° E		6° 77
. Nivel superior (1382-1480)			6,96	+ 52°30	13°30 W		4° 30

TABLA I

Niveles considerados	φ _p	p	δ _p	δ _m
Serie completa	81° 30 N	116° W	19° 30	30°
Serie inversa	85° 30 N	177° E	6° 30	11°
Serie normal	78° 30 N	106° W	8° 30	12°
Serie normal nivel inferior	55° N	102° W	16°	18°
Serie normal nivel medio	75° N	22° E	4°	7° 30
Serie normal nivel superior	73° N	141°30 W	4°	6°

TABLA II

Los últimos derrames de toleítas, que pueden alcanzar un espesor de 30m cada uno, revelan al microscopio una fase pigmentada por óxidos metálicos en negro o rojo (magnetita, limonita, goetita...). Las pagioclasas (labradorita y bitownita) en forma de microlitos largos y finos, tienen maclas de albíta. El olivino se presenta como la facie ordinaria de los magmas toelíticos: alterado (idingsita), y está rodeado de una cinta hecha de clinopiróxenos. La última fase de la serie está representada por una lava de estructura intermedia entre microlítica y de grano fino, porfírica. Los fenocristales (ca-

si únicamente plagioclasas), alcanzan de 3 a 4 mm de longitud, y constituyen de 35% hasta 40% de la roca; se trata generalmente de labradoritas; la bitownita ocurre en cristales más pequeños. Todos presentan huellas de alteraciones neumatolíticas, y cristalizaciones secundarias (zeolitas, chlorita, calcita...). Contienen frecuentemente óxidos opacos y pequeños cristales de clinopiróxenos, los cuales se encuentran también alterados.

El olivino se presenta en pequeños granos y cristales con idingsita. La mesostasa está constituida por un conjunto de feldespatos más alcalinos, mez-

	TH ₁	TH ₃	TH ₅	TH ₆	TH ₇	TH ₈	TH ₉	TH ₁₀	TH ₁₁
SiO ₂	49,90	47,45	48,90	49,55	46,45	46,80	46,22	48,50	50,03
Al ₂ O ₃	15,65	15,60	14,50	15,50	14,60	16,15	16,07	15,80	14,88
Fe ₂ O ₃	4,94	2,57	3,46	2,40	3,61	7,37	4,88	6,22	3,64
FeO	5,96	9,14	8,04	7,79	7,56	4,38	6,55	4,78	7,04
TiO ₂	1,80	2,22	2,03	2,18	2,14	2,21	2,18	1,55	2,15
MnO	0,15	0,17	0,17	0,17	0,15	0,19	0,17	0,17	0,15
P ₂ O ₅	0,35	0,45	0,57	0,43	0,45	0,46	0,62	0,36	0,64
CaO	8,80	9,70	8,10	9,10	10,35	9,50	9,45	8,77	8,02
MgO	5,65	8,65	7,45	7,00	9,65	6,95	7,78	6,47	7,43
Na ₂ O	2,52	2,63	2,28	2,84	2,93	2,89	3,50	2,70	3,70
K ₂ O	1,00	0,80	1,00	1,05	0,75	0,88	1,14	0,85	1,58
P.F.	2,36	1,29	2,68	1,24	2,04	2,37	1,48	3,61	1,59
Total	99,08	100,67	99,18	99,25	100,68	100,15	100,04	99,78	100,85

TABLA III - A

	TH 12	TH 13	TH 14	TH 15	TH 16	TH 17	TH 18	TH 19	TH 20
SiO ₂	56,33	47,20	47,52	47,10	53,75	51,00	46,95	48,00	48,27
Al ₂ O ₃	13,73	15,63	17,90	16,97	17,28	17,98	16,77	16,47	17,45
Fe ₂ O ₃	4,42	2,33	2,96	4,40	4,66	2,53	6,54	8,31	7,39
FeO	3,75	9,57	8,58	7,12	3,91	7,70	5,33	3,45	3,53
TiO ₂	1,65	1,92	2,17	2,05	1,88	1,88	2,04	1,91	1,94
MnO	0,13	0,17	0,18	0,16	0,10	0,16	0,17	0,16	0,17
P ₂ O ₅	0,44	0,42	0,55	0,47	0,33	0,51	0,42	0,42	0,59
CaO	5,91	10,14	9,68	11,00	7,85	7,60	9,52	9,54	10,25
MgO	5,68	8,63	7,12	7,90	4,31	7,28	9,48	8,28	7,41
Na ₂ O	4,02	3,07	1,30	1,52	1,56	1,56	1,10	1,10	1,35
K ₂ O	2,45	0,81	0,45	0,50	0,72	0,72	0,40	0,40	0,40
P.F.	2,29	1,00	2,25	1,43	1,63	1,63	2,13	2,76	1,94
Total	100,85	100,88	100,66	100,42	100,55	100,55	100,80	100,30	100,70

TABLA III - B

clados con piróxenos y granos de olivino. La chlorita, calcita, epidota y los óxidos metálicos, están diseminados en la matriz.

El diagrama triangular, muy dispersivo, de De La Roche, confirma los datos petrográficos. Esta representación gráfica hace aparecer la naturaleza de los diferentes derrames. Se notan en particular las posiciones de las muestras TH11, 12 y 16.

Así pues, se puede concluir que los derrames de la serie de Tlalchinol se asentaron en 4 fases de actividad, la primera contemporánea de una época de campo inverso y las 3 últimas, correspondientes a 3 episodios en campo normal. Se debe además tener en cuenta la espesa serie volcano-sedimentaria que descansa sobre los derrames.

III. CONCLUSIÓN

INTERÉS DE LOS DATOS MAGNÉTICOS

a) La comparación de las direcciones medias del campo, calculadas por el conjunto, en las lavas de Tlanchinol, por una parte, y por el conjunto de los derrames de imantación normal de esta serie, por otra, muestra que la dirección de la resultante general ($+48^{\circ}30'$) es sobre todo determinada por las lavas de imantación normal (resultante $+52^{\circ}2'$), más abundantes, que por las lavas de inclinación inversa (resultante: $+38^{\circ}5'$). En el caso presente, como el derrame de las rocas de imantación normal se ha producido durante 3 fases distintas de actividad, es probable que la influencia del campo no dipolar esté ya atenuada, y que el término medio de la dirección esté relativamente cerca del que pertenece al campo dipolar. Si, al contrario, el derrame se hubiera hecho durante el curso de una sola fase de actividad, lo cual pudo haber sido posible, teniendo en cuenta la importancia de la últi-

	TH1	TH3	TH5	TH6	TH7	TH9	TH10	TH11	
Q	6.32		3.09				4.22		
Or	5.91	4.73	5.91	6.20	4.43	6.74	5.02	9.34	
Ab	21.32	22.25	19.29	24.03	23.21	25.41	22.85	31.31	
An	28.44	28.40	26.38	26.44	24.47	24.77	28.48	19.33	
Ne					0.85	2.28			
Dl	Wo	5.40	7.01	4.21	6.63	9.99	7.54	5.29	6.80
	En	3.92	4.33	2.67	4.11	6.95	5.50	4.29	4.61
	Fs	0.98	2.27	1.28	2.13	2.21	1.34	0.37	1.66
Hi	En	10.15	5.64	15.89	12.37		11.82	4.68	
	Fs	2.53	2.96	7.59	6.41		1.02	1.68	
Ol	Fo		8.11		0.66	11.97	9.73	6.45	
	Fa		4.69		0.38	4.20	2.61	2.55	
Mg	7.16	3.73	5.02	3.48	5.23	7.08	9.02	5.28	
Ap	0.82	1.05	1.33	1.00	1.05	1.45	0.84	1.49	
Il	3.42	4.22	3.86	4.14	4.06	4.14	2.94	4.08	

Tabla IV - A

	TH12	TH13	TH15	TH16	TH17	TH18	TH19
Q	6.67		3.41	19.21	9.26	6.11	9.71
Or	14.48	4.79	2.95	4.14	4.25	2.36	2.36
Ab	34.02	22.98	11.17	13.20	13.20	9.31	9.31
An	12.12	26.48	38.90	37.44	34.37	39.64	38.92
Ne							
Dl	Wo	5.95	8.80	5.26		2.02	2.41
	En	5.06	5.24	3.65		1.68	2.08
	Fs	0.11	3.12	1.18		0.09	
Hi	En	9.08		16.03	10.73	18.13	21.93
	Fs	0.20		5.17	0.41	9.24	1.24
Ol	Fo		11.39				
	Fa		7.47				
Mg	6.41	3.38	6.38	6.76	3.67	9.48	6.11
Ap	1.03	0.98	1.10	0.54	1.19	0.98	0.98
Il	3.65	3.65	3.89	3.57	3.57	3.87	3.63

Tabla IV - B

ma fase, la dirección media indicaría en mayor grado el reflejo del campo medio de la época, en relación a la tendencia representativa de la dirección del campo dipolar. Ya que es evidente, que para calcular una media representativa de un campo dipolar, no se debe sólo multiplicar el número de derrames analizados; se hace necesario también asegurarse que dicho aumento no tiene como efecto acrecentar la influencia de una fase de actividad particular, sino que al contrario, discrimina el aumento de las fases sometidas al análisis. Un campo dipolar sólo puede ser representado por la dirección media de un conjunto de direcciones del campo medio, las cuales quedan definidas por la dirección media de las direcciones de imantaciones de los derrames pertenecientes a una misma fase de actividad.

Para que una dirección media calculada a partir de las medidas de la dirección de la imantación de las lavas de una región pueda ser considerada como representativa de un campo dipolar, es necesario que se haya hecho

	Medio de basaltos alcalinos de las Islas Hawaii (McDonald y Katsura)	Medio de Toleñas Islas Hawaii	Medio de los basaltos alcalinos Engel A E J. et al
SiO ₂	46.46	49.36	47.41
TiO ₂	3.01	2.50	2.87
Al ₂ O ₃	14.64	13.94	18.02
Fe ₂ O ₃	3.27	3.03	4.17
FeO	9.11	8.53	5.80
MnO	0.14	0.16	0.16
MgO	8.19	8.44	4.79
CaO	10.33	10.30	8.65
Na ₂ O	2.92	2.13	3.99
K ₂ O	0.84	0.38	1.66
P ₂ O ₅	0.37	0.26	0.92
H ₂ O ⁺			0.79
H ₂ O ⁻			0.61

Tabla V

con anterioridad un análisis serio de la dinámica de la actividad volcánica de dicha región.

b) Se ha visto también que junto a otras técnicas de estudio, el paleomagnetismo puede, en ciertos casos, servir para establecer la dinámica de un pequeño sistema volcánico en el cual los datos de campo no pueden ayudar al geólogo.

c) Teniendo en cuenta el espesor de ciertos derrames (20 a 30 m en la última fase), y el desarrollo horizontal (algunos derrames forman barreras rocosas de varios kilómetros), es claro que el estudio de las direcciones de

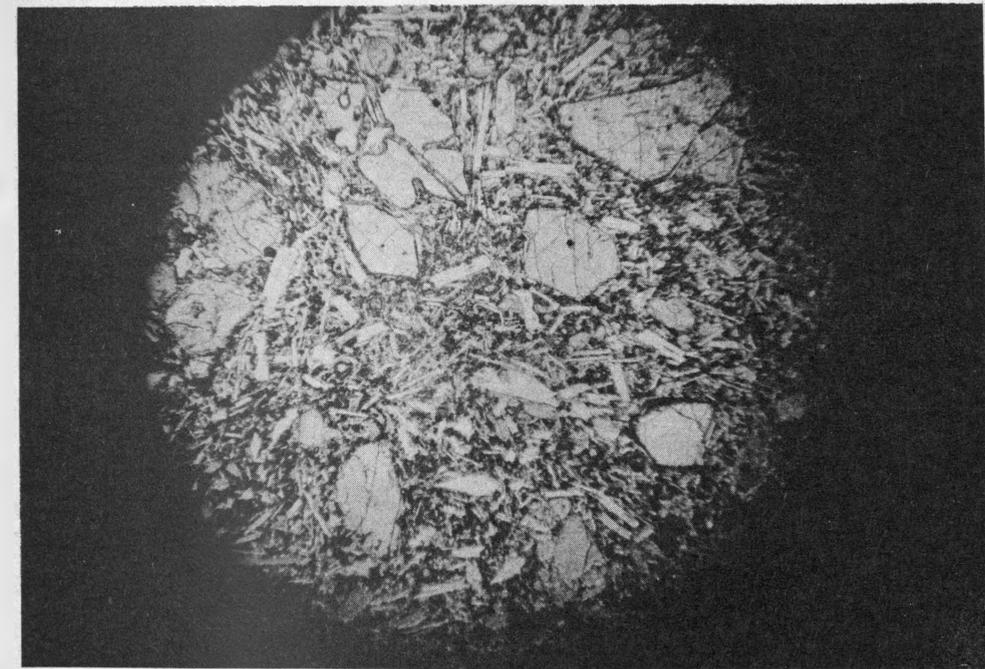


Foto 5. La misma, con luz natural.

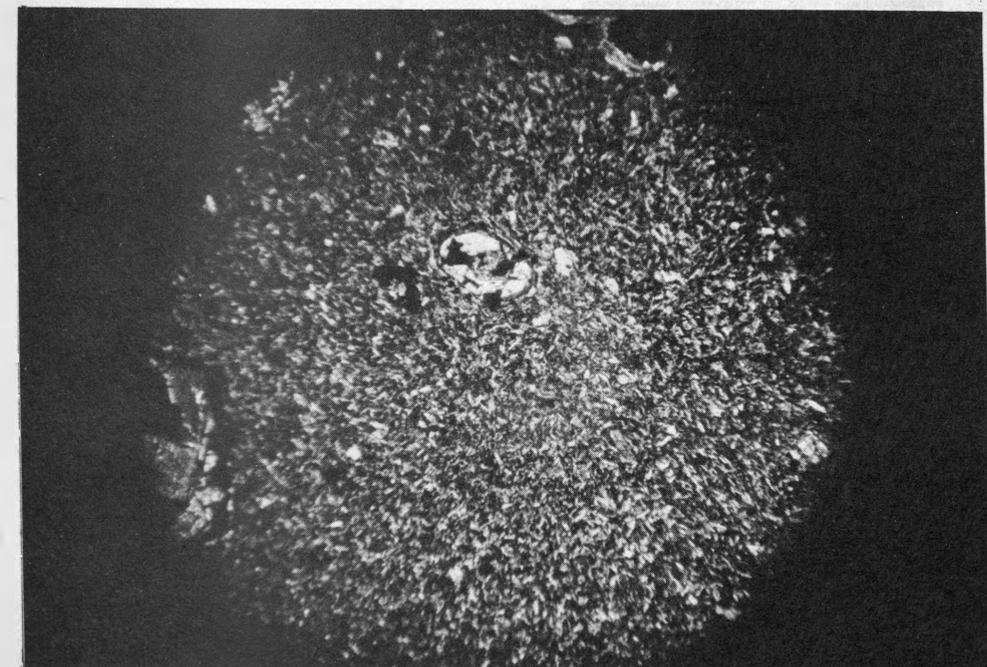


Foto 6. TH12 - mugarita - raros cristales de clinopiróxeno en un fondo hialopilitico - nicols cruzados.

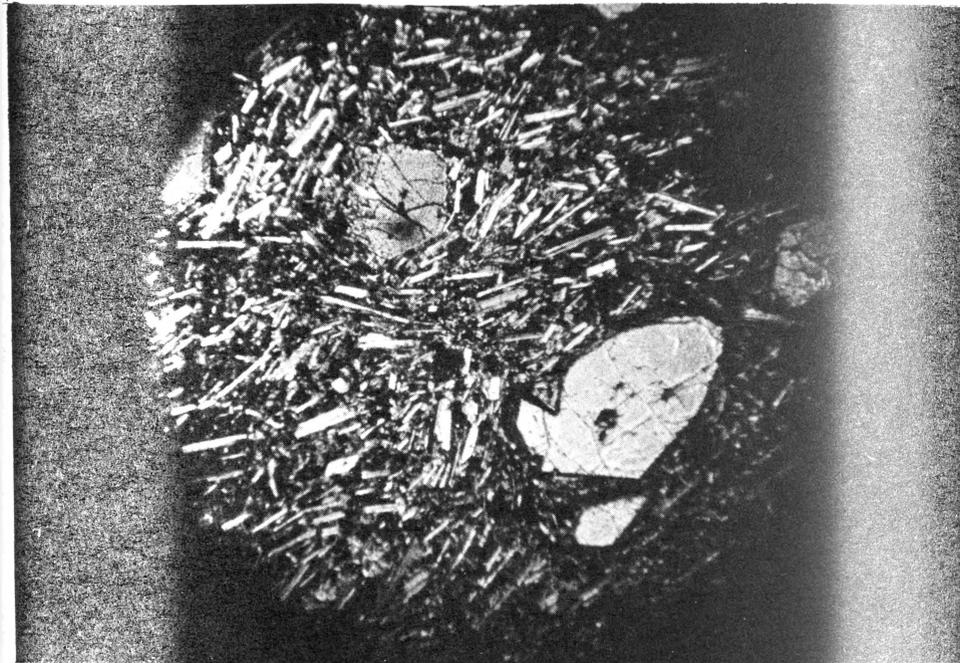


Fig. 17. Microfotografía del basalto andesítico del derrame TH18 — piróxenos y maficoclasas de plagioclasa básicas — nicoles cruzados.

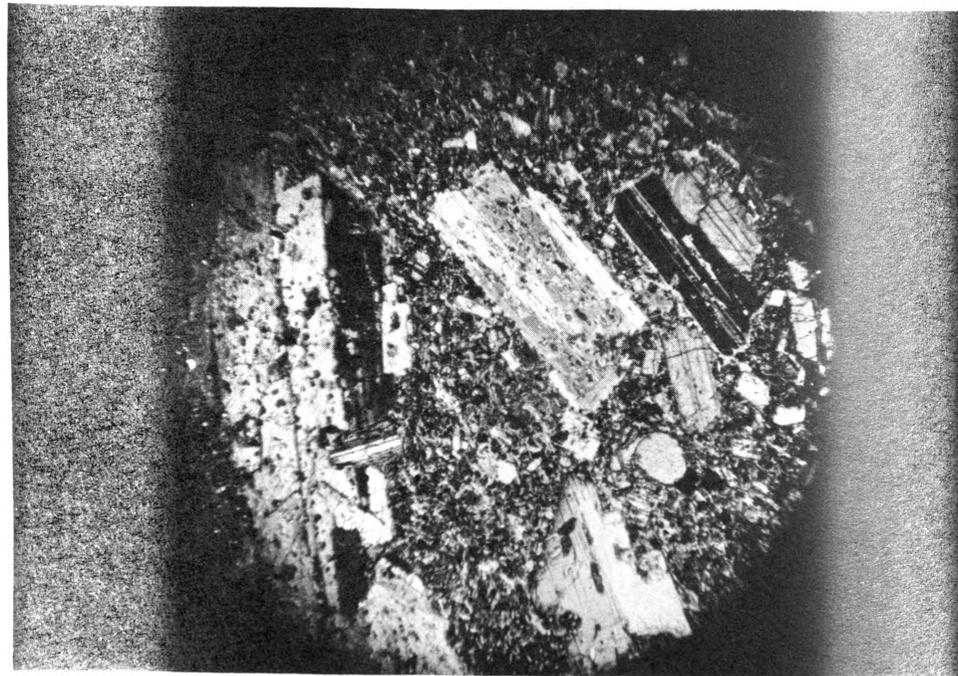


Fig. 18. Derrame TH21, microfotografía con nicoles cruzados, fenocristales de feldespatos (labradoritas y bitownita) dentro de una matriz microcristalina.

imantaciones medidas en series verticales vecinas permitiría establecer correlaciones y precisar la evolución en el espacio del vulcanismo de esta región.

d) Por último, la posición del polo geomagnético calculada a partir del conjunto de datos obtenidos sobre la serie de Tlanchinol (81°30'N, 116°W), está cerca de la posición calculada a partir de la serie de Atotonilco el Grande (82°N, 167°30'W), lo que trae un argumento en favor del paralelismo establecido en el tiempo entre la serie de Tlanchinol y la serie de Atotonilco el Grande.

N°.	FELDESPATOS				PLAGIOCLASA
	% Total	Ortoclasa	Albita	Anortita	% AN
TH1	56	11	38	51	57
TH3	55	9	40	51	56
TH5	52	12	37	51	58
TH6	57	11	42	47	52
TH7	52	9	44	47	51
TH9	57	12	45	43	49
TH10	56	9	40	51	55
TH11	60	16	52	32	38
TH12	60	24	56	20	26
TH13	54	9	42	49	54
TH15	53	6	21	73	78
TH16	55	7	24	69	74
TH17	52	8	26	66	72
TH18	51	5	18	77	81
TH19	50	4	19	77	80

Tabla VI

AGRADECIMIENTOS: Este artículo pudo ser realizado con los recursos ofrecidos por La Mission Française Archeologique et Ethnologique au Mexique dirigida por el profesor G. Stresser-Pean y el Instituto de Geología de la UNAM. (Director: ingeniero D. Córdoba M.). Los análisis químicos fueron realizados en el laboratorio de Geología Dinámica de la Universidad PARÍS VI, y el cálculo de las normas C.I.P.W. en México sobre computadora, bajo la dirección del doctor Francisco J. Fabregat-G.

LITERATURA CITADA

- BOBIER, C. (1970) *L'utilisation des propriétés magnétiques des roches en stratigraphie. Colloque sur les méthodes et les tendances de la stratigraphie.* Orsay, october, 1970 (sous-presse).
- (1971) *Contribution du paléomagnétisme à l'étude géodynamique des volcans du Massif Central française, d'Algérie nord-orientale et du Mexique.* Thèse doctorat es sciences. Paris, 659 p.
- CARRILLO-BRAVO, J. (1965) *Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla.* Bol. Asoc. Mex. Geól. Petrol., v. xvii, n. 5-6, p. 73.
- CHAPMAN, S.; BARTELS, S. (1940-1962) *Geomagnetism.* Oxford and Clarendon Press, 1049 p.
- EMBLETON, B. J. J. (1969) *Evidence of rapid polar shift from the paleomagnetic record of Eurasia.* Natur, Geol. Bull., 222, n. 5198, pp. 1036-37.
- ENGEL, A. E. J.; ENGEL, G. G.; HAVENS, R. G. (1965) *Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.* Geol. Soc. Am. Bull., v. 76, n. 7, pp. 719-34.
- GEYNE, A. R.; FRIES, C. JR.; SEGERSTROM, K.; BLACK, R. F.; WILSON, I. F. (1963) *Geología y yacimientos minerales del distrito de Pachuca, Real del Monte, Estado de Hidalgo, México.* Consejo Rec. Nat. No Renov., Publ. 5 E.
- IMLAY, R. W. (1943) *Evidence for upper Jurassic landmass in eastern Mexico.* Am. Asoc. Petrol. Geol. Bull., v. 27, n. 4, pp. 524-29.
- IRVING, E. (1964) *Paleomagnetism and its applications to geological and geophysical problems.* Wiley, New York, 399 p.
- LE BORGNE (1960) *Étude expérimentale du trainage magnétique dans le cas d'un ensemble de grains magnetiques très fins dispersés dans une substance non magnétique.* Ann. Geophys., t. 16, n. 4.
- MCDONALD, G. A. y KATSURA, T. (1964) *Chemical composition of hawaiian lavas.* Journ. Petrol. 5 (1), pp. 82-133.
- MOORE, J. G. (1970) *Submarine basalt from the Revillagigedo islands region, Mexico.* Marine Geol. 9, pp. 331-45.
- MUIR, J. (1936) *Geology of the Tampico Region.* Am. Asoc. Petrol. Geol. XIX, 280 p., 19 lám.
- NAGATA, T. (1953) *Rock magnetism.* Maruzen Co., Tokyo, 225 p.
- NEEL, L. (1949) *Théorie de l'aimantation thermorémanente.* Ann. Geophys., v. 5, p. 99.
- (1951) *Théorie des deux types de trainage.* 5, Phys. Rad., v. 12, p. 339.
- RIMBERT, F. (1958) *Contribution à l'étude de l'action de champs alternatifs sur les aimantations rémanentes des roches. Applications a la Géophysique.* Thèse, Paris.
- ROCHE, A. (1953) *Étude sur l'aimantation des roches volcaniques tertiaires et quaternaires d'Auvergne et du Velay.* Thèse, Paris.
- (1970) *In Compte rendu du Colloque sur les méthodes et tendances de la strtigraphie.* Orsay, october, 1970 (sous-presse).
- THELLIER, E. (1938) *Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques.* Thèse, Paris et ann., I. P. G. 16, pp. 157-302.
- (1967) *A "Big Sample" spinner Magnetometer ines. Methods in paleomagnetisme.* Nato Advanced Study Inst. on Paleomagnetic Methods, Univ. Newcastle upon Tyne, 1964, Proc., New York, Am. Elsevier Publ. Co., pp. 75-76.
- ; THELLIER, O. (1959) *Sur l'intensité du champ magnetique terrestre dans le passé historique et géologique.* Ann. de Geophys., t. 15, n. 3.
- TILLEY, C. E.; SCOON, J. H. (1961) *Differentiation of hawaiian basalts; trends of Mauna Loa and Kilauaea historic magmas.* Am. Jour. Sci. 295, pp. 60-68.
- TURNER, F. J.; VERHOOGEN, J. (1960) *Igneous and metamorphic petrology.* Ed. New York, Mc Graw Hill, 694 p.
- YODER, H. S.; RILLEY, C. E. (1962) *Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock system.* Jour. Petrol. 3, pp. 342-532.

LOS HIDRÓXIDOS DE ALUMINIO
EN LOS SUELOS DE CHIAPAS

Lisandro CASTELLANOS

Mario MEDINA V.

Nicolás AGUILERA *

Colaboradores

Ángel RODRÍGUEZ

Darío RENAN PÉREZ P.

* Investigadores en el Instituto de Geología.

CONTENIDO

RESUMEN	91
INTRODUCCIÓN	92
SITUACIÓN	93
Trabajo preliminar de gabinete	94
Trabajos de campo en la primera salida	98
Trabajos de la segunda salida	101
Geología	101
Suelos	101
Origen	101
Trabajos de laboratorio	104
Conclusiones	119

RESUMEN

La investigación tuvo por objeto localizar zonas con suelos conteniendo hidróxidos de aluminio solubles en álcalis y susceptibles de explotación para la obtención de alúmina. Con base a criterios edafo-geológicos se determinó hacer la investigación en el Estado de Chiapas.

Los trabajos se efectuaron en dos etapas: en la primera se hizo un muestreo recorriendo el Estado como lo indica el mapa guía (figura 1); en la segunda etapa el trabajo se efectuó en la zona de Oxchuc que fue la que se encontró más favorable según los datos obtenidos en la primera etapa. Esta zona contiene calizas del Cretácico no diferenciado, limitando al sur por una falla y en contacto con Paleoceno y Eoceno. Los suelos son lateríticos. La exploración de Oxchuc se hizo en forma intensiva en una zona y en forma extensiva en diferentes direcciones, buscando rumbos hacia donde pudiera crecer el contenido de alúmina soluble.

El cuanteo de la alúmina en el laboratorio se hizo sobre el extracto alcalino obtenido por digestión a presión ambiente y ebullición a dicha presión. El análisis de las muestras indica la existencia de hidróxidos de aluminio y la difracción de rayos X nos dice que se trata de gibbsite.

Se concluye que existen materiales conteniendo alúmina soluble en álcalis de posible explotación y se recomienda proseguir los estudios de la zona.

ABSTRACT

The object of this research was to locate areas where the soil contains alkaline soluble aluminum hydroxide which would yield alumina.

Using edafo-geologic criteria, it was decided to carry out research in the State of Chiapas. The work was done in two steps: first, samples were taken throughout the State as shown on the accompanying map (figure 1); second, efforts were concentrated in the Oxchuc area, as the general sampling showed it to be the most favorable. This area has cretaceous non-differentiated shales, which are bordered to the south by a fault and which come in contact with paleocenic and eocenic formations. The soils in this region are lateritic.

Part of Oxchuc was explored intensively, the rest was explored extensively, in order to find directions in which the concentration of soluble alumina increased.

The quantification of alumina in the laboratory was done by extracting alkaline obtained by digestion and by boiling. Laboratory analysis of the samples indicate the existence of aluminum hydroxide and X ray diffraction indicates the presence of gibbsite.

Our conclusion is that there are soils with soluble alumina which possibly can be exploited. We recommend that further studies be done in this area.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es el resultado de una exploración que se hizo en el Estado de Chiapas durante los meses de mayo de 1970 y julio de 1971, con el fin de localizar materiales edáficos cuyo contenido de alúmina soluble en álcalis fuera adecuado para su explotación.

Los motivos fundamentales que se tuvieron para hacer esta investigación fueron:

a) El evidente crecimiento industrial del país que lo convierte cada vez más en un importante consumidor de aluminio como lo indica el anuario de 1970 (Anuario Estadístico), según el cual se importaron 4 300 toneladas de aluminio en diferentes prestaciones. Para el año de 1971 las importaciones fueron de 5 100 toneladas.

b) El hecho de que ya existe una planta metalúrgica de aluminio que consume alúmina importada como materia prima y que en el año de 1969 produjo 32 183 toneladas de aluminio.

c) La contribución que se puede aportar al conocimiento de los recursos naturales del país.

Para las investigaciones efectuadas se tomaron como base criterios edafo-geológicos, ya que desde un principio se determinó hacer la búsqueda en suelos tropicales que son los reconocidos como generadores de óxidos de aluminio solubles en álcalis (suelos lateríticos y lateritas); buscando además que las rocas madres de los suelos fueran de tipo sedimentario principalmente calizas, ya que en otros sitios del mundo así se han localizado. Al mismo tiempo se tomaron en cuenta condiciones climatológicas y de relieve actuales para poder localizar regiones con probabilidades de contener el tipo de suelos con los minerales buscados. Se cree que la forma como se llevó a cabo el trabajo permitió aprovechar al máximo las posibilidades económicas y de tiempo disponibles y a la vez hizo posible la localización de una zona favorable para la prospección de los materiales buscados, la que, con una exploración intensiva tiene probabilidades de transformarse en un yacimiento económicamente explotable.

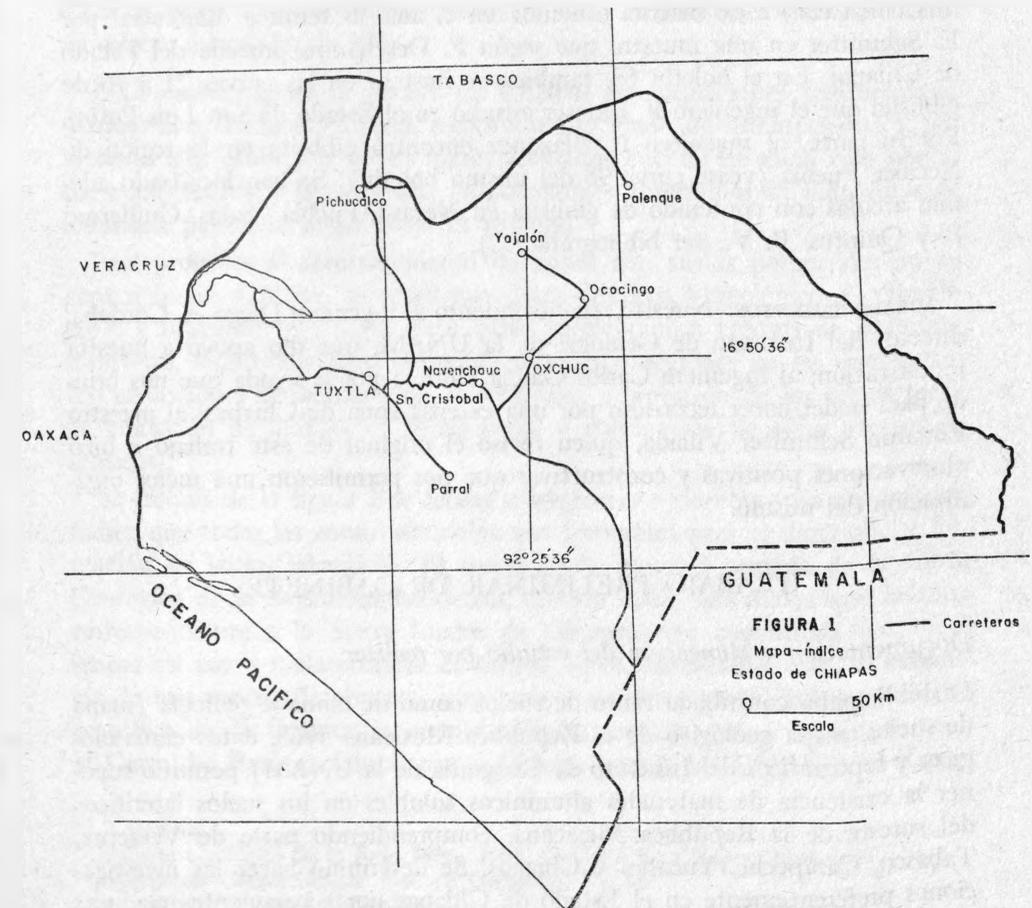
Se piensa que existen otras regiones del país con condiciones edafológicas y climáticas semejantes en las que puede hacerse una investigación utilizando los mismos criterios.

SITUACIÓN

El mapa índice de la figura 1 señala las diferentes rutas que se siguieron en la búsqueda, así como las coordenadas de Oxchuc que resultó ser la zona favorable.

Las rutas de acceso para llegar a la zona de la investigación son:

1. La carretera Panamericana que partiendo de México llega a la ciudad de Tuxtla Gutiérrez, capital del Estado con una distancia de 1 080 km. Esta misma carretera se sigue 90 km más adelante pasando por la ciudad



de San Cristóbal las Casas hasta llegar al cruce con la carretera que va a Yajalón.

2. Carretera que va: Huixtán, Oxchuc, Ococingo y Yajalón. Camino de terracería transitable en todo tiempo. Aproximadamente a 50 km del cruce se encuentra Oxchuc.

ANTECEDENTES: En el país se han hecho búsquedas para localizar bauxita, con cuyo nombre se designa la roca rica en hidróxidos de aluminio de origen natural y que es la mena por excelencia, corrientemente ésta debe contener alrededor de 50% de Al_2O_3 , un 5% SiO_2 , 20% de Fe_2O_3 y 20% de agua. En el boletín 63 del Instituto de Geología de la UNAM, se reporta una curva clásica de bauxita obtenida en el análisis térmico diferencial por E. Schmitter en una muestra que según F. Deschamps procede del Estado de Chiapas. En el boletín 63, también se ilustran en las curvas 71 a 76 de gibbsita que el ingeniero F. Mooser estudió en el Estado de San Luis Potosí. Por su parte, el ingeniero L. Blázquez encontró gibbsita en la región de Necaxa, Puebla (véase curva 98 del mismo boletín). Se han localizado además arcillas con contenido de gibbsita en Necaxa, Puebla (Salas, Guillermo P. y Quintus, B. V., ver bibliografía...).

AGRADECIMIENTOS: Nuestro reconocimiento al ingeniero Diego A. Córdoba, director del Instituto de Geología de la UNAM, que dio apoyo a nuestra investigación; al ingeniero Carlos García Herrera por la ayuda que nos brindó para poder hacer recorridos por una extensa zona de Chiapas; al maestro Eduardo Schmitter Villada, quien revisó el original de este trabajo e hizo observaciones positivas y constructivas que nos permitieron una mejor organización del mismo.

TRABAJO PRELIMINAR DE GABINETE

Documentación y planeación del estudio por realizar

La bibliografía consultada tanto de suelos como de clima y geología (mapa de suelos, mapa geológico de la República Mexicana 1968; datos climatológicos y topográficos del Instituto de Geografía de la UNAM) permitió suponer la existencia de materiales aluminicos solubles en los suelos lateríticos del sureste de la República Mexicana, comprendiendo parte de Veracruz, Tabasco, Campeche, Yucatán y Chiapas. Se determinó hacer las investigaciones preferentemente en el Estado de Chiapas por las siguientes razones:

1. En la Península de Yucatán, por lo general, los suelos son muy someros, lo que indica que no se han desarrollado ni evolucionado suficientemente para llegar a constituir suelos con algún contenido aprovechable de hidróxidos de aluminio, por lo cual se consideró poco probable (aunque no imposible) localizar alguna zona favorable.

2. El Estado de Tabasco parece contar con zonas favorables para la prospección de hidróxidos de aluminio, dadas sus condiciones climáticas; sin embargo, por tratarse de suelos formados por aluvión, éstos han recibido aportes considerables de arena de sílice, lo cual los hace poco favorables para la búsqueda de aquellos hidróxidos. Muestreos hechos posteriormente en las zonas de Teapa, Tacotalpa, Villahermosa, Macuspana y Palenque, Chiapas, confirmaron altos contenidos de sílice en los suelos y escasa alúmina soluble (alrededor de 1%).

3. La existencia en el Estado de Chiapas de formaciones sedimentarias marinas con fuerte carsticidad, indicando alto grado de intemperismo y por lo tanto alta evolución en los suelos formados encima de ellas, que podría dar como resultado la existencia de porcentajes apreciables de hidróxidos de aluminio, pudiendo llegar hasta la bauxita.

Para proceder al reconocimiento de zonas con suelos potenciales en su contenido de alúmina, se recabaron datos edáficos,¹ geológicos,² climáticos³ y topográficos.⁴ Con estos datos se elaboraron croquis de isoterms e isoyetas, eligiéndose para el muestreo aquellas regiones en las que coexisten condiciones favorables para el desarrollo y evolución de los suelos hacia la formación de hidróxidos de aluminio y eliminación de sílice (suelos lateríticos).

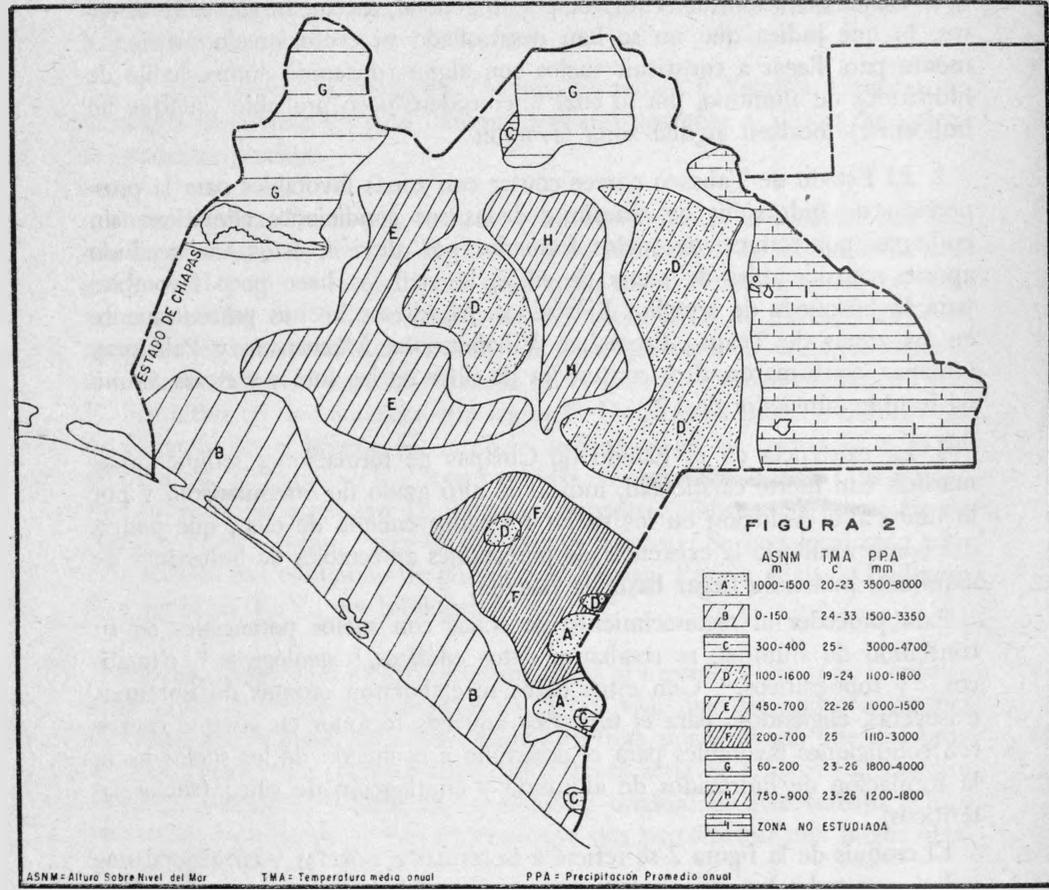
El croquis de la figura 2 se refiere a isoterms e isoyetas y en general nos indica que todas las zonas ashuradas son favorables para el desarrollo y formación de suelos lateríticos. El mapa de la figura 3 tomado de la *Carta Geológica de la República Mexicana*, edición 1968, nos indica que la zona correspondiente a la Sierra Madre de Chiapas está constituida por rocas ígneas así como metamórficas de origen ígneo, aunando a esto, la existencia de una topografía abrupta, hizo pensar en pocas probabilidades de éxito en esta zona. Se tomaron en cuenta además, pequeñas zonas volcánicas como el Cerro del Baúl en Cintalapa, el Chichón cerca de Pichucalco, el Zonte-

¹ Aguilera.

² *Carta Geológica de la Rep. Mex.*, 1968. Geología de Chiapas, Mullerried.

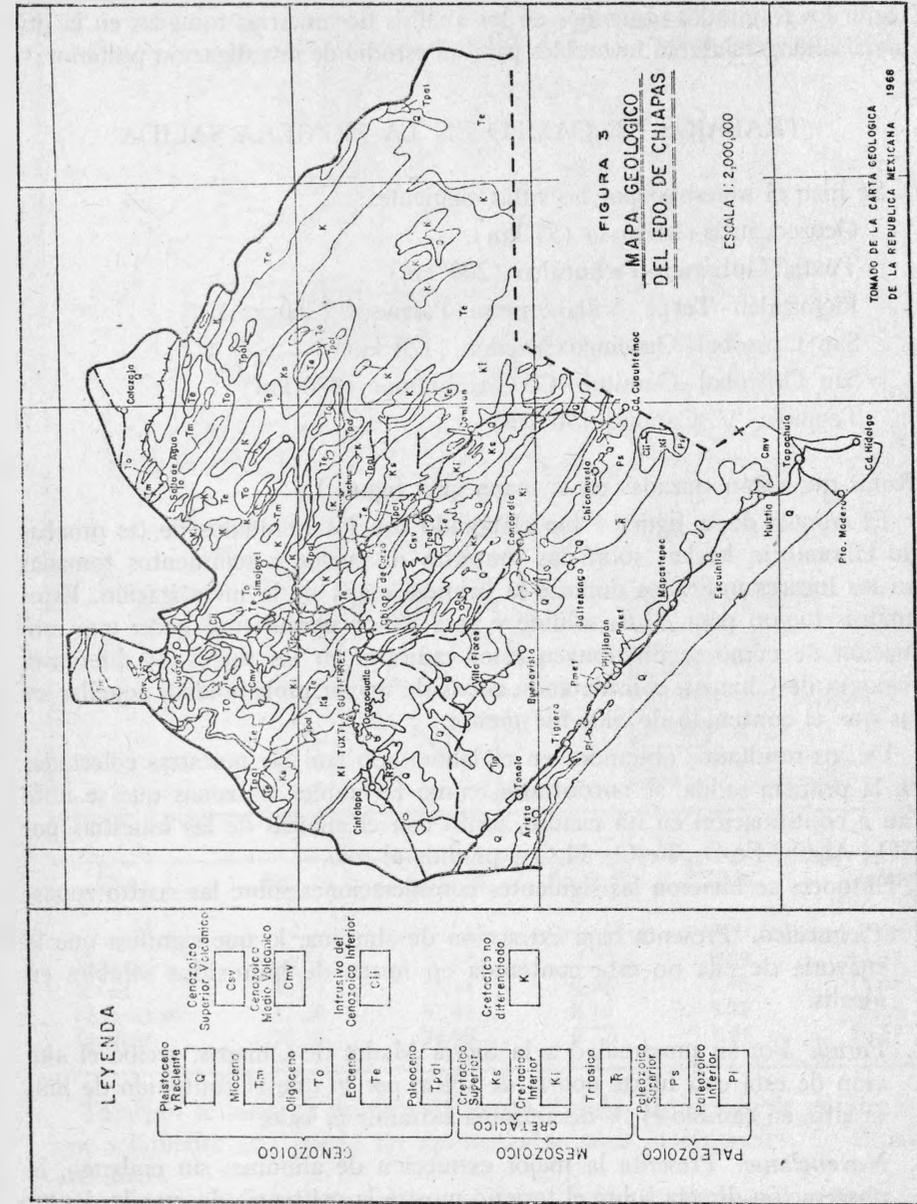
³ Registros Climatológicos. Inst. de Geografía. UNAM.

⁴ Secretaría Recursos Hidráulicos.



huitz cerca de San Cristóbal y el Tacaná al norte de Tapachula; los suelos de estas regiones han sufrido contaminaciones recientes, lo cual queda de manifiesto por el residuo arenoso de los suelos, rico en minerales ferromagnesianos; estas regiones tienen escasa probabilidad para la existencia de los materiales deseados.

Se planeó efectuar dos salidas: la primera haciendo un recorrido general por las rutas de acceso apropiadas a las zonas consideradas como más probables y aprovechando la oportunidad para tomar muestras, levantar perfiles a proximidad de suelos puestos al descubierto por cortes de carreteras, o bien utilizando perforadoras de mano en los sitios en que no hubieran tales cor-



tes. La segunda salida se planeó para recorrer exclusivamente las zonas que, según los resultados obtenidos en los análisis de muestras tomadas en la primera salida, resultarán favorables para un estudio de investigación posterior.

TRABAJOS DE CAMPO EN LA PRIMERA SALIDA

Se hizo el muestreo por las rutas siguientes:

- Ocozocoautla - Malpaso (55 km)
- Tuxtla Gutiérrez - Pichucalco (200 km)
- Pichucalco - Teapa - Villahermosa - Palenque (260 km)
- San Cristóbal - Ococingo - Yajalón (120 km)
- San Cristóbal - Comitán - C. Cuauhtémoc (170 km)
- Teopisca - V. Caranza (50 km)

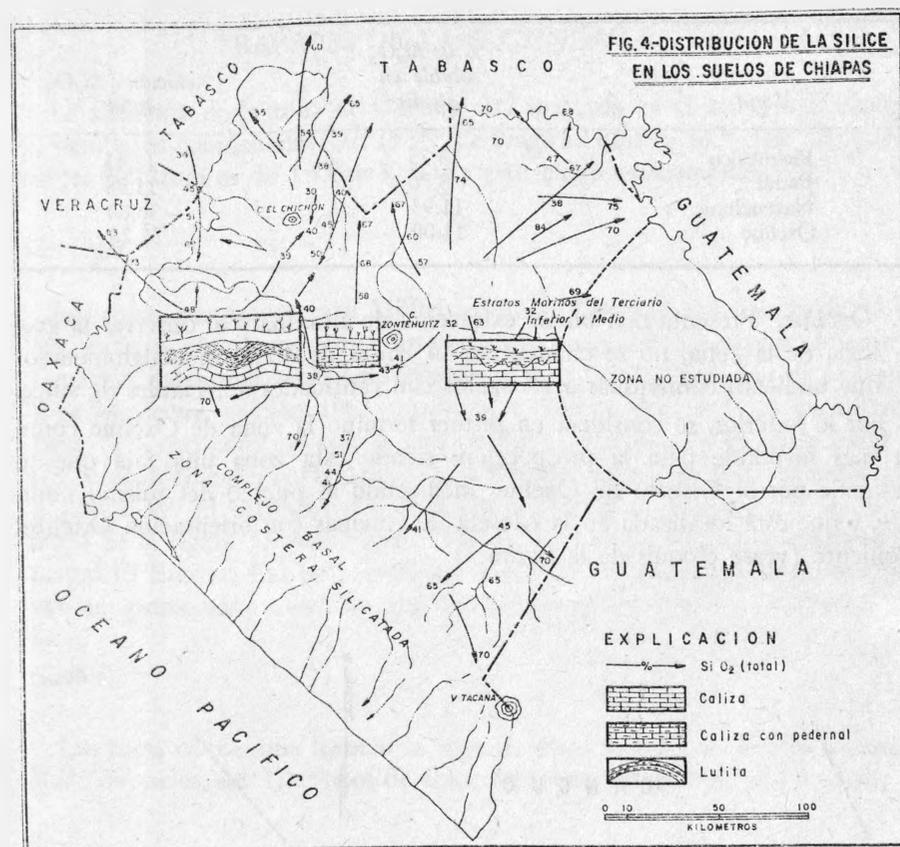
Rutas que están trazadas en el mapa guía figura 1.

El croquis de la figura 4 fue elaborado con los resultados de las pruebas de laboratorio hechas sobre las muestras de suelos y sedimentos tomadas en los lugares indicados durante la primera etapa de la investigación. Estos análisis fueron para Al_2O_3 soluble y para SiO_2 y permitieron hacer una estimación de cómo se distribuyen estos radicales en los suelos de diferentes regiones de Chiapas, considerando zonas de mayor probabilidad, aquellas en las que el contenido de SiO_2 fue menor.

De los resultados obtenidos en el laboratorio con las muestras colectadas en la primera salida, se encontraron como favorables las zonas que se indican a continuación en un cuadro, junto con el análisis de las muestras por SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , H_2O y pérdida al rojo.

Entonces se hicieron las siguientes consideraciones sobre las cuatro zonas:

1. *Pichucalco*. Presenta baja extracción de alúmina, lo que significa que la mayoría de ella no está contenida en forma de hidróxidos solubles en álcalis.
2. *Parral*. Por su proximidad a la Sierra Madre de Chiapas, recibe el aluvión de ésta con fuerte aporte de sílice, por lo que el contenido de SiO_2 es alto, en cambio el % de alúmina extraíble es bajo.
3. *Navenchauc*. Presenta la mejor extracción de alúmina; sin embargo, la observación directa sobre el terreno mostró la existencia de grandes lentes de arena y caliche y una topografía abrupta.



Zona	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Fe_2O_3 %	H_2O %	Pérdida al rojo %
Pichucalco	29.09	30.15	2.27	9.68	14.22
Parral	38.83	33.14	9.58	2.40	14.01
Navenchauc	41.20	32.42	8.14	3.31	14.23
Oxchuc	32.18	34.06	9.27	5.24	16.47

También se hicieron pruebas de extracción de Al_2O_3 soluble en álcalis ya que solamente ésta puede ser aprovechable para la obtención de aluminio metálico.

Los resultados para las mismas muestras fueron: (los métodos se explican más adelante).

Zona	% de Al_2O_3 soluble en álcalis	Relación a Al_2O_3 total
Pichucalco	3.75	12.43
Parral	3.70	11.38
Navenchauc	11.93	36.80
Oxchuc	11.00	32.20

4. *Oxchuc*. Presenta una buena extracción de alúmina y al observar la geología de la zona, no se encuentran ni lentes de arena ni conglomerados que pudieran contaminar a los suelos con cantidades apreciables de sílice.

Por lo anterior, se considera en primer término la zona de Oxchuc como la más favorable para la prospección; siendo esta zona una faja que se extiende por el Distrito de Oxchuc incluyendo al pueblo del mismo nombre, y que está localizada en la Meseta de Chiapas con orientación Oriente-Poniente (véase croquis de la figura 5).

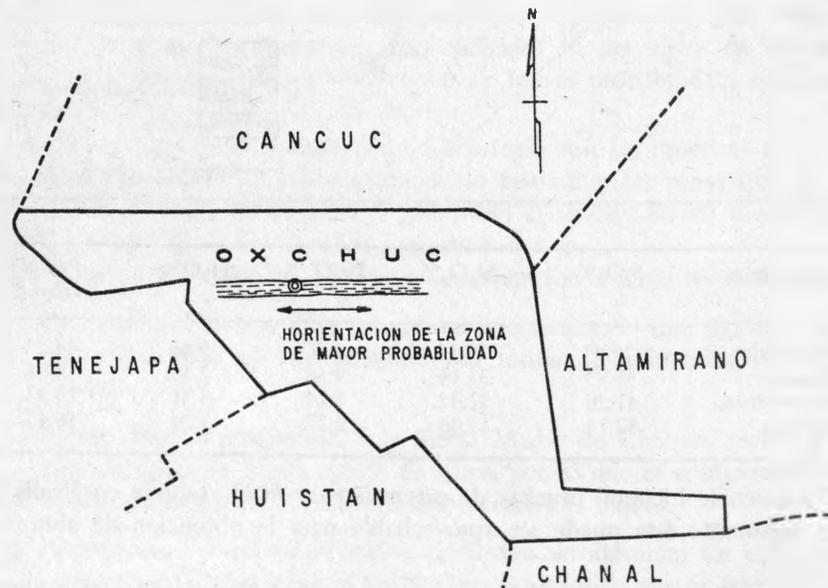


FIGURA 5

TRABAJOS DE LA SEGUNDA SALIDA

La situación de la zona de Oxchuc está indicada en el mapa índice núm. 2, siendo sus coordenadas: $92^{\circ}25'36''$ de longitud oeste y $16^{\circ}51'36''$ de latitud norte. Su altura es de 1900 m.s. n.m.; y su clima es templado.

Geología

Los datos que proporciona Müllerried en su Geología del Estado de Chiapas, indican que la zona está formada por rocas del Mesozoico superior y Terciario; datos más recientes indicados por la *Carta Geológica de la República Mexicana*, edición 1968, muestran una zona de Cretácico no diferenciado (K) que coincide con la faja citada; esta zona está limitada hacia el sur, probablemente entre Huixtán y Oxchuc por una falla inferida con rumbo E-W en contacto con Paleoceno (T Pal) y Eoceno (T e) véase mapa de la figura 3, posiblemente Formación Soyaló y conglomerado continental El Bosque. Las rocas predominantes son calizas marinas, no se observan conglomerados como los que se encuentran en Huixtán (Eoceno).

Suelos

Las rocas calizas que forman la base de estos suelos tienen fuerte carsticidad; los suelos, son lateríticos de color ocre, con manchones pardo-rojizos.

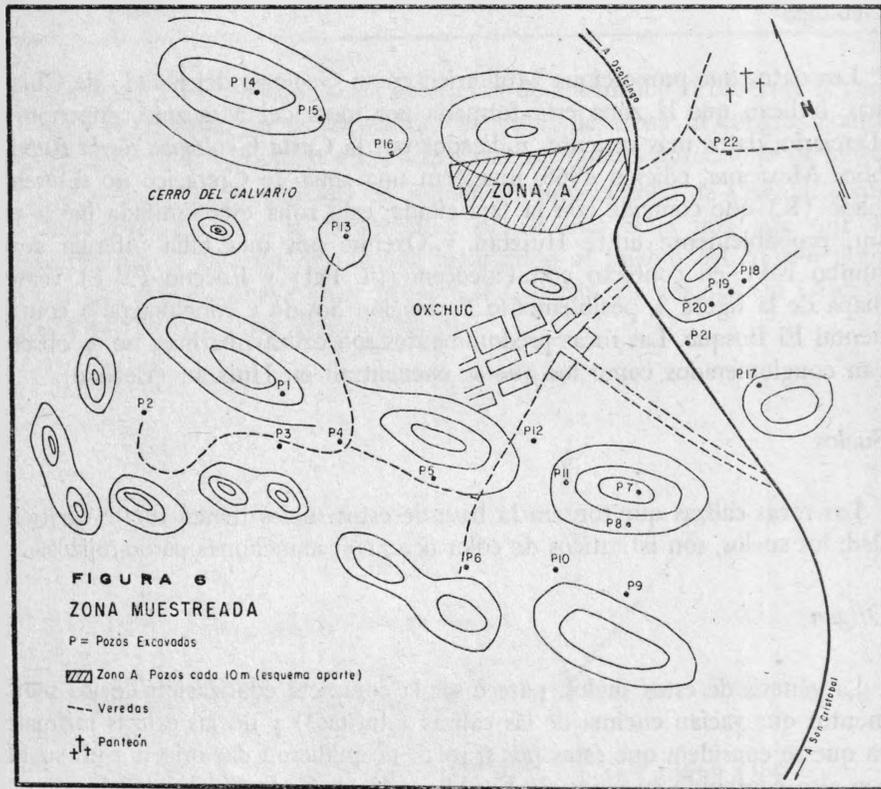
Origen

La génesis de estos suelos, parece ser la completa edafización de los sedimentos que yacían encima de las calizas (¿lutitas?) y no las calizas mismas, ya que se considera que éstas por sí solas, no pudieron dar origen a un suelo con alto contenido en óxido de Fe, Mn y Al (I. G. L. Sinclair).

El espesor de los suelos de la zona, es variable, siendo mayor en las dolinas. Los sondeos hechos durante la exploración, registraron lugares con espesores mayores de 4 m. Se encuentran en estos suelos concreciones y nódulos de manganeso (¿pirolusita?), así como delgadas capas de minerales de hierro (goethita) característicos de un proceso de laterización.

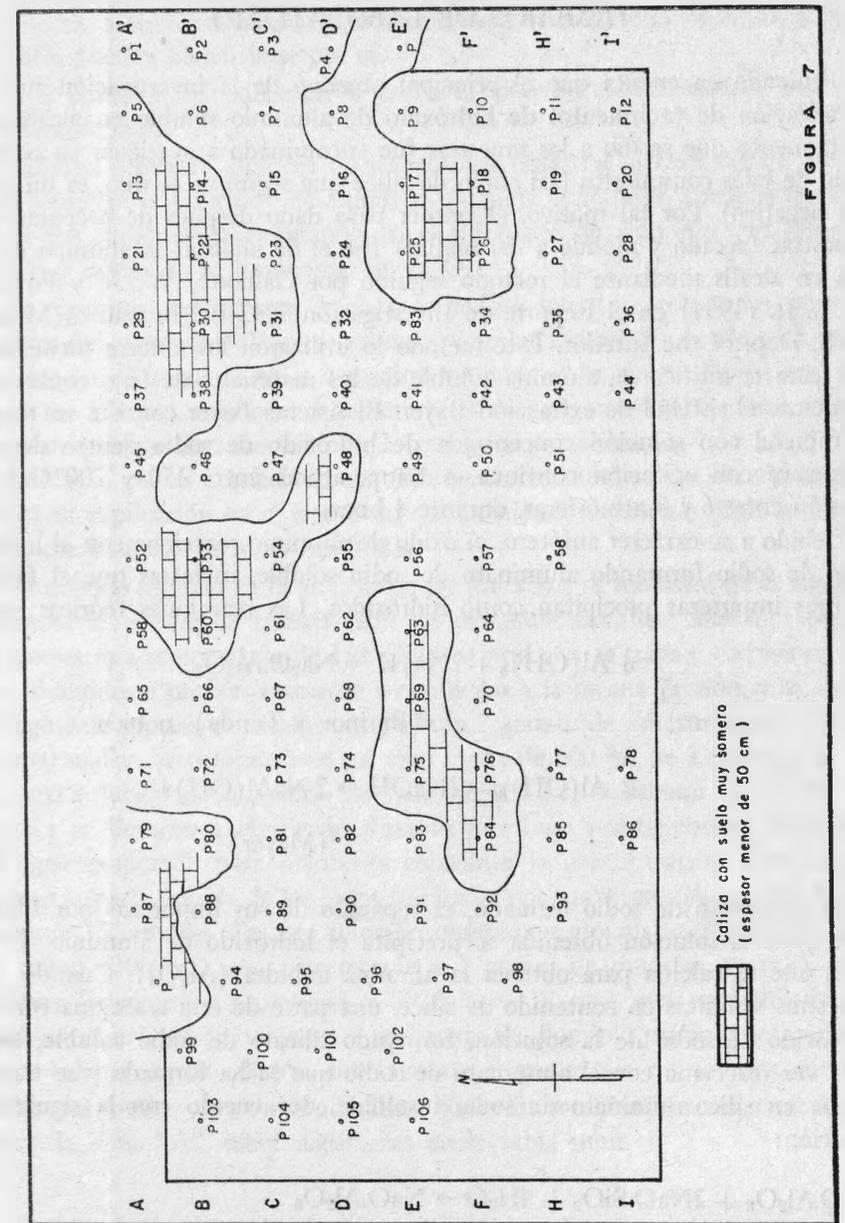
En la segunda salida, la exploración de la zona de Oxchuc comprendió una fase intensiva y otra extensiva. La fase intensiva consistió en hacer una red de muestreo con intervalos de 10 m entre pozo y pozo en la zona donde

se localizó la primera muestra con contenido apreciable de alúmina; a esta zona se le nombró Zona "A" y está indicada en la figura 6 mediante una cuadrícula. La fase extensiva consistió en explorar en un radio aproximado de 2.5 km haciendo pozos en los lugares donde el suelo presentaba mayor espesor.



La exploración intensiva de la Zona "A" (figura 7) se hizo excavando pozos con perforadora de mano (Auger); se tomaron muestras de cada pozo y se limitó la excavación hasta 4 m de profundidad. Los resultados del trabajo hecho con estas muestras, están expresados en la tabla núm. 1.

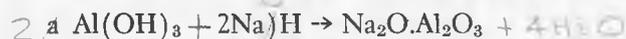
La explotación extensiva se hizo mediante la perforación de 22 pozos tomando 50 muestras como lo indica la figura 6. Los pozos se designaron: P1, P2, P3... P22. Los resultados están registrados en la tabla núm. 2.



TRABAJOS DE LABORATORIO

Teniendo en cuenta que el principal objetivo de la investigación fue la localización de yacimientos de hidróxido de aluminio soluble en álcalis, el tratamiento que se dio a las muestras fue encaminado a averiguar su contenido de tales compuestos (así como de sílice que según ya se dijo, es un factor negativo). Por tal motivo, el primer paso dado después de preparar las muestras (secado y molido a -60 mallas) fue el de analizar la alúmina soluble en álcalis mediante el método seguido por Calhoun, W. A. y Powell, H. E. Jr. (1954) en el Reporte de Investigación 5042 del Bureau of Mines, U. S. Dep. of the Interior. Este método lo utilizaron los autores mencionados para cuantificar la alúmina soluble de los materiales de bajo contenido mediante el sistema de extracción Bayer. El sistema Bayer consiste en tratar el mineral con solución concentrada de hidróxido de sodio dentro de un autoclave con agitación continua, a temperaturas entre 150 y 200°C y a presión entre 6 y 8 atmósferas, durante 4 horas.

Debido a su carácter anfótero, el óxido de aluminio reacciona con el hidróxido de sodio formando aluminato de sodio soluble, mientras que el fierro y otras impurezas precipitan como hidróxidos. Las reacciones teóricas son:



(Barinov y Landa) o bien



(Mayer)

El aluminato de sodio formado, es separado de sus impurezas por filtración y de la solución obtenida se precipita el hidróxido de aluminio. Después éste se calina para obtener la alúmina anhidra (Al_2O_3). Cuando las muestras son altas en contenido de sílice, una parte de ésta reacciona con el hidróxido de sodio de la solución, formando silicato de sodio soluble; éste a su vez reacciona con el aluminato de sodio que se ha formado y se transforma en silico-aluminato de sodio insoluble, de acuerdo con la siguiente reacción:



Esta reacción se favorece a la presión y temperatura de trabajo en el sistema Bayer, motivo por el cual sólo menas de alto contenido de Al_2O_3 y bajo de SiO_2 pueden beneficiarse por él.

Si el contenido de sílice en la mena es elevado, el rendimiento baja en forma apreciable.

Calhoun y Powell, después de someter las muestras al tratamiento dicho, a la solución de hidróxido de aluminio obtenida la trataron con una corriente de gas carbónico, precipitando así al carbonato de aluminio que filtrado, lavado y calcinado se transforma en Al_2O_3 .

En pruebas preliminares hechas sobre las muestras colectadas por los autores del presente trabajo, se encontró que los hidróxidos de aluminio contenidos en ellas son solubles a presión y temperatura de ebullición ambiente y no sólo eso, sino que al someterse en autoclave a 150°C y a 6 atmósferas de presión durante 4 horas, la recuperación de Al_2O_3 bajó respecto a la obtenida en las condiciones anteriormente apuntadas. Posiblemente esto tenga su explicación en el hecho de que existiendo suficiente sílice se formó el silicoaluminato de sodio insoluble.

El método seguido en el análisis de las muestras, se modificó de la siguiente manera: en vez de trabajar con los extractos alcalinos obtenidos por el tratamiento a temperatura de 150°C y 6 atmósferas, se trabajó con los extractos obtenidos a presión ambiente y ebullición a la misma presión; y se siguió el siguiente proceso de análisis: se pesaron 2 gramos de muestra seca y pasada por 60 mallas, se colocaron en un vaso Pyrex de 600 ml; se añadieron 50 ml de una solución de hidróxido de sodio al 10%, se cubrieron con vidrio de reloj y se llevaron a ebullición durante una hora restituyendo a intervalos el agua evaporada para mantener constante la concentración. Después se separó la parte líquida de los lodos residuales por centrifugación a 1000 RPM, durante 15 minutos. De esta solución obtenida y aforada a 200 ml, se tomó la mitad (100 ml) que corresponde a 1 gramo de muestra; se pasó a un matraz Erlenmeyer, se calentó a 70°C y se le pasó una corriente de gas carbónico durante 15 minutos; el carbonato de aluminio precipitado, se filtró, lavó, calcinó y pesó, dando directamente el porcentaje de alúmina soluble.

En esa forma se procedió a analizar todas las muestras. Las correspondientes a la Zona "A", están registradas en la tabla núm. 1.

TABLA NÚM. 1

Pozo N°	N° de muestra	Profundidad en metros	Porcentaje de Al_2O_3 soluble	Profundidad máxima en metros	Porcentaje promedio de Al_2O_3 soluble
1	1	0.50	15.00		
	2	1.00	19.50	1.00	17.25
2	3	0.50	19.50		
	4	1.50	17.50	1.50	18.5
	5	0.50	14.30		
	6	2.00	11.50		
3	7	3.00	15.50		
	8	4.00	17.50	4.00	14.70
4	9	0.50	—		
5	roca	—	—		
6	10 (roca)	0.50	—		
7	11 (roca)	0.50	16.50	0.50	16.6
8	roca	—	—		
	12	0.50	19.50		
	13	1.00	15.50		
9	14	2.00	15.00		
	15	3.00	18.00	4.00	16.3
	16	4.00	13.50		
	17	0.50	22.50		
	18	1.00	19.50		
10	19	2.00	20.50		
	20	3.00	20.00	4.00	21.5
	21	4.00	25.00		
11	22	1.00	17.00		
	23	2.00	11.50	2.00	14.25
12	24	1.00	13.50		
	25	2.00	35.00	3.00	24.25
	26	3.00	—		
13	roca	—	—		
14	roca	—	—		
15	27	0.50	10.00	.50	10.00
16	28	0.50	—		
17	roca	—	—		
18	roca	—	—		
19	29	0.50	18.50	1.00	16.00
	30	1.00	13.50		

(Continúa Tabla Núm. 1)

Pozo N°	N° de muestra	Profundidad en metros	Porcentaje de Al_2O_3 soluble	Profundidad máxima en metros	Porcentaje promedio de Al_2O_3 soluble
20	31	1.00	14.50		
	32	2.00	22.00	3.00	17.50
	33	3.00	21.00		
21	34	1.00	14.50		
	35	2.00	14.50	3.00	12.3
	36	3.00	11.50		
22	37 (roca)	0.50	15.50	0.50	15.5
23	roca	—	—		
24	38 (roca)	0.50	14.00	0.50	14.0
25	roca	—	—		
26	roca	—	—		
27	39	1.00	22.00	2.00	17.25
	40	2.00	12.50		
28	41	1.00	12.00		
	42	2.00	15.50	3.00	13.3
	43	3.00	12.50		
29	roca	—	—		
30	roca	—	—		
31	roca	—	—		
32	44	0.50	15.00	0.5	15.0
33	45	0.50	15.00	0.5	15.0
	46	0.00	29.50		
	47	1.00	21.20		
34	48	2.00	11.00	4.00	20.5
	49	3.00	—		
	50	4.00	—		
	51	0.00	—		
	52	1.00	16.20		
35	53	2.00	19.50	3.5	15.2
	54	3.00	9.80		
	55	3.50	—		
36	36 roca	0.50	—		
37	57	0.50	16.00	1.5	18.5
	58	1.50	21.00		

(Continúa Tabla Núm. 1)

Pozo N°	N° de muestra	Profundidad en metros	Porcentaje de Al_2O_3 soluble	Profundidad máxima en metros	Porcentaje promedio de Al_2O_3 soluble
38	roca				
39	59 roca	0.50	14.00	0.5	14.00
40	60	0.50	20.00		
	61	1.00	—	1.00	20.00
41	62	0.50	17.80	0.5	17.8
42	63	0.50	—		
	64	1.00	—	1.00	
43	65 roca	0.50	26.00	0.5	26.0
44	66	0.50	20.00		
	67	1.00	16.00	1.00	18.0
45	roca				
46	68	0.50	22.50	1.50	17.8
	69	1.00	13.00		
47	70	0.50	18.00	0.50	18.0
48	roca				
	71	1.00	22.80		
49	72	2.00	16.00	3.00	18.6
	73	3.00	17.00		
50	74	0.50	11.00	1.00	14.00
	75	1.00	17.00		
	76	1.00	20.00		
51	77	2.00	21.00	3.00	20.3
	78	3.00	20.00		
52	roca				
53	79 roca	0.50	21.50	0.5	21.5
54	roca				
55	80	0.50	19.00		
	81	1.00	20.00	1.50	19.5
	82	0.50	20.00		
56	83	1.00	17.00	2.00	18.00
	84	2.00	17.00		

(Continúa Tabla Núm. 1)

Pozo N°	N° de muestra	Profundidad en metros	Porcentaje de Al_2O_3 soluble	Profundidad máxima en metros	Porcentaje promedio de Al_2O_3 soluble
57	85	0.50	18.00		
	86	1.00	22.50	2.00	17.3
	87	2.00	11.50		
58	88 roca	0.50	27.00	0.5	
59	89 roca	0.50	17.50	0.5	22.25
60	roca				
61	90	0.50	—	1.00	16.00
	91	1.00	16.00		
62	92	0.50	17.00	1.00	17.00
	93	1.00	—		
63	roca				
64	94	1.00	20.50	3.00	16.4
	95	2.00	17.00		
	96	3.00	11.80		
65	97 roca	0.50	20.00	0.5	20.0
66	98	0.50	16.00	1.00	16.0
	99	1.00	—		
67	100	0.50	15.00	1.00	18.5
	101	1.00	22.00		
68	102	0.50	—		
	103	1.00	15.70	2.50	13.6
	104	2.50	11.50		
69	roca				
70	105	0.50	20.30		
	106	1.00	18.50		
	107	2.00	27.00	4.00	21.66
	108	3.00	27.00		
	109	4.00	15.50		
71	110	0.50	17.10	1.00	15.3
	111	1.00	13.50		

(Continúa Tabla Núm. 1)

Pozo Nº	Nº de muestra	Profundidad en metros	Porcentaje de Al_2O_3 soluble	Profundidad máxima en metros	Porcentaje promedio de Al_2O_3 soluble
72	112	0.50	13.00	1.00	12.0
	113	1.00	11.00		
73	114 Roca	0.50	19.00	0.50	19.0
74	115	1.00	16.30	2.00	14.00
	116	2.00	11.70		
75	roca				
76	roca				
77	117	1.00	20.00	2.00	16.5
	118	2.00	13.00		
78	119	1.00	25.00	3.00	18.00
	120	2.00	15.00		
	121	3.00	14.00		
79	roca				
80	roca				
81	122 roca	0.50	18.50	0.5	18.5
82	123	0.50	10.00	1.0	15.0
	124	1.00	20.00		
83	125	0.50	26.00	2.0	22.6
	126	1.00	22.00		
	127	2.00	20.00		
84	roca				
85	128	0.50	21.50	2.0	17.1
	129	1.00	21.00		
	130	2.00	9.00		
86	131	1.00	17.00	3.0	15.0
	132	2.00	16.00		
	133	3.00	14.00		
87	134 roca	0.50	17.00	0.5	17.0
88	135	1.00	20.00	3.00	17.7
	136	2.00	18.30		
	137	3.00	15.00		

(Continúa Tabla Núm. 1)

Pozo Nº	Nº de muestra	Profundidad en metros	Porcentaje de Al_2O_3 soluble	Profundidad máxima en metros	Porcentaje promedio de Al_2O_3 soluble
89	138	1.00	15.00	3.00	17.8
	139	2.00	21.50		
	140	3.00	17.00		
90	141	1.00	31.20	3.00	24.9
	142	2.00	33.50		
	143	3.00	10.00		
91	144	1.00	22.00	3.00	17.00
	145	2.00	13.00		
	146	3.00	16.00		
92	147	1.00	25.35	3.00	19.51
	148	2.00	13.20		
	149	3.00	20.00		
93	roca				
94	150	1.00	17.00	2.00	17.00
	151	2.00	—		
95	152	1.00	8.00	3.00	14.7
	153	2.00	16.50		
	154	3.00	—		
96	155	1.00	23.00	3.00	15.00
	156	2.00	14.00		
	157	3.00	11.00		
97	158	1.00	17.00	3.00	13.30
	159	2.00	12.00		
	160	3.00	11.00		
98	161	1.00	10.00	2.00	15.0
	162	2.00	20.00		
99	163 roca	1.00	23.00	1.0	23.0
100	164	1.00	20.00	3.0	18.00
	165	2.00	21.00		
	166	3.00	13.00		
101	167	1.00	30.50	3.0	24.1
	165	2.00	25.00		
	166	3.00	17.00		

(Continúa Tabla Núm. 1)

Pozo Nº	Nº de muestra	Profundidad en metros	Porcentaje de Al ₂ O ₃ soluble	Profundidad máxima en metros	Porcentaje promedio de Al ₂ O ₃ soluble
102	170	1.00	31.40	3.0	25.80
	171	2.00	30.40		
	172	3.00	15.70		
103	173	1.00	20.00	2.0	17.0
	174	2.00	14.00		
104	175	1.00	12.00	2.0	16.5
	176	2.00	21.00		
105	177	1.00	25.50	2.0	21.2
	178	2.00	17.00		
106	179	1.00	26.30	2.0	22.1
	180	2.00	18.00		

Con los datos de los pozos se hicieron los perfiles: AA', BB', ... HH' (figura 8), a escala horizontal: 1:1000 y vertical: 1:200. Estos perfiles indican cómo está el fondo calizo. Se puede aplicar un procesamiento para calcular en forma aproximada, la cantidad de Al₂O₃ extraíble en la zona "A" en la siguiente forma: Se considera cada pozo como centro de una pirámide invertida, que tenga por base un cuadrado de 10 m por lado y por altura, la profundidad máxima del pozo y se calcula el volumen por la fórmula geométrica correspondiente. Si se multiplica el volumen obtenido por la densidad del material (2.5 en promedio) y por la ley promedio de Al₂O₃ (17.64%) y se divide entre 100, se obtiene el contenido de Al₂O₃ en esa pirámide. Sumando los volúmenes de las pirámides, se obtiene el volumen total, que es de 4603.3 m³; conocido este dato, se aplica la fórmula:

$$C = \frac{V \times d \times \text{ley}\%}{100}$$

en la que:

C = contenido en ton.
 V = volumen en m³
 d = densidad

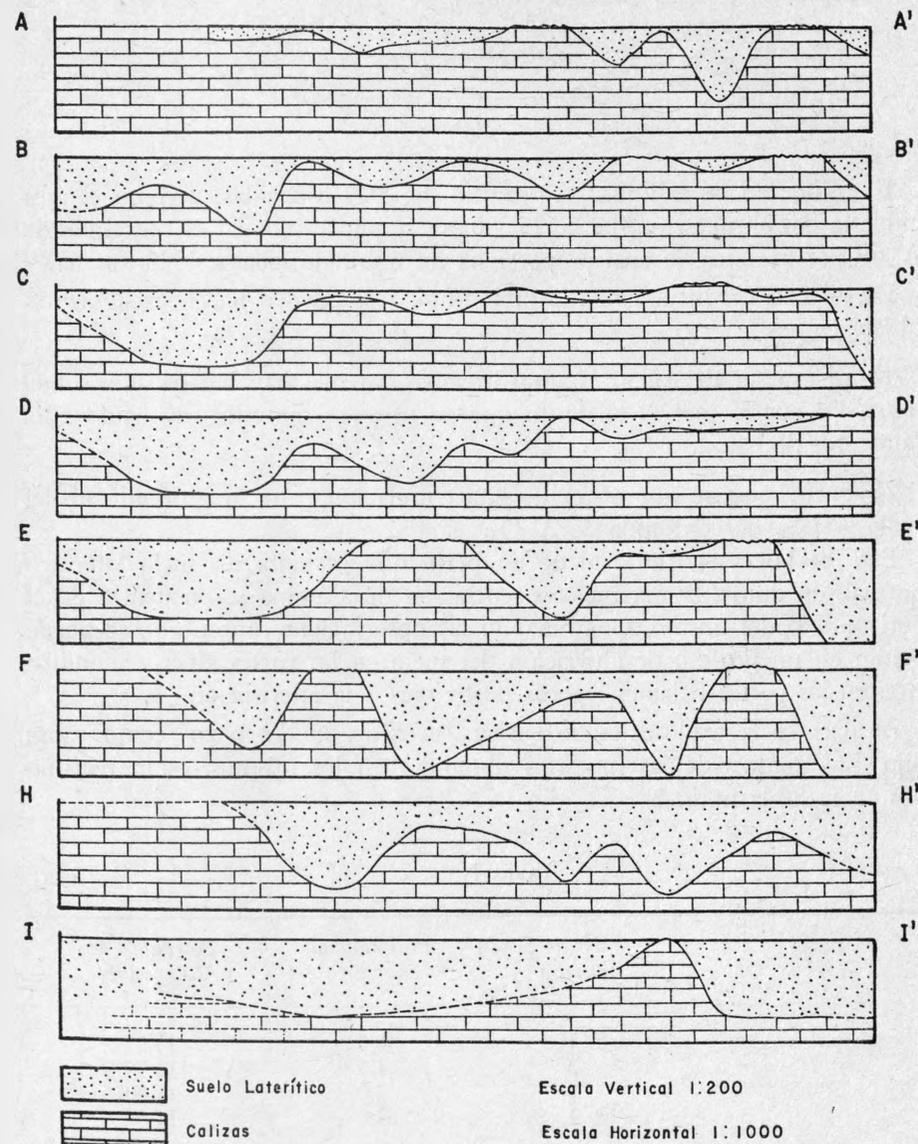


FIG. 8.- PERFILES DEL SUELO CONSTRUIDOS DE E-W, SEGUN LA FIG. 7 Y LOS DATOS DE LA TABLA 1

y sustituyendo con los datos, se tiene:

$$\frac{4603 \times 2.5 \times 17.65}{100} = 2092$$

El contenido de la Zona "A" resultó de 2029 toneladas, y como el área cubierta por el muestreo fue de 15 300 m², se puede calcular el contenido de Al₂O₃ por hectárea, lo cual proporciona un resultado igual a 1326 ton/ha.

De los datos registrados en la tabla núm. 1 se pueden hacer las siguientes observaciones:

1) El espesor del suelo es muy irregular, ya que hay lugares que sobrepasan los cuatro metros en tanto que en otros es mínimo, existiendo afloramientos de caliza.

2) Puede notarse que no existe una correlación entre la profundidad del suelo y el % de contenido de Al₂O₃.

Este hecho es contrario al de un perfil que presenta un suelo laterítico normal, en donde la máxima concentración de alúmina se encuentra en el horizonte B del mismo. Combinando las observaciones anteriores, se puede pensar en un proceso de aluviación del suelo en las partes altas y acumulación en las partes bajas en épocas posteriores a la laterización.

Al hacerse la exploración extensiva, se excavaron 22 pozos como ya se dijo. Los análisis de las muestras obtenidas en los mismos, están registrados en la tabla núm. 2.

TABLA NÚM. 2

Pozos N°	N° de muestra	Profundidad en metros	Porcentaje de Al ₂ O ₃ soluble
P-1	1	0.5	13.25
	2	1.5	11.70
	3	2.0	11.00
	4	3.0	11.00
P-2	5	0.5	32.20
	6	1.5	37
P-3	7	0.5	8.0
	8		

(Continúa Tabla Núm. 2)

Pozos N°	N° de muestra	Profundidad en metros	Porcentaje de Al ₂ O ₃ soluble
P-4	10	0.5	9.0
	11	1.0	10.0
P-5	12	0.5	18.3
P-6	13	0.5	8.0
P-7	14	0.5	10.0
	15	2.0	10.0
	16	3.0	10.0
P-8	17	0.5	13.0
	18	2.0	13.0
P-9	19	0.5	13.0
	20	2.0	15.2
P-10	21	0.5	14.0
P-11	22	0.5	14.0
	23	2.0	12.0
P-12	24	1.0	31.0
P-13	25	0.5	16.0
	26	1.0	13.0
	27	2.0	13.0
P-14	28	0.5	18.0
	29	1.0	13.0
P-15	30	0.5	10.0
	31	1.0	17.0
P-16	32	0.5	
	33	1.0	34.0
	34	2.0	33.0
P-17	E-1	0.5	8.0
	E-2	1.0	8.0
	E-3	2.0	9.0
	E-4	3.0	12.0
P-18	E-5	0.5	11.0
P-19	E-6	0.5	21.0

P-20	E-7	0.5	14.0
	E-8	1.0	9.0
	E-9	2.0	12.0
P-21	E-10	1.0	25.0
	E-11	2.0	9.0
	E-12	3.0	9.0
	E-13	4.0	8.0
P-22	E-14	1.0	31.0
	E-15	2.0	18.0
	E-16	2.5	18.0

De los datos de la tabla núm. 2 se pueden hacer las siguientes observaciones:

- a) Todas las muestras tuvieron alúmina extraíble; el mínimo fue 8%, el el máximo 37%.
- b) La profundidad del suelo sigue siendo muy variable llegando a más de 4 m.

En este caso no se pudieron construir perfiles debido a que los pozos no se perforaron siguiendo alguna red de muestreo previamente establecida.

Para continuar con el estudio se escogieron 12 muestras para hacerles análisis químico completo por fusión y pruebas por rayos X. Los criterios que siguieron para escoger esas muestras fueron:

- a) Que fueran de contenido mínimo de 20% de Al_2O_3 (por ser el punto medio entre los valores máximo y mínimo).
- b) Que no fueran del mismo pozo.
- c) El estudio de ellas fue para afirmar la existencia de compuestos solubles de alúmina en los suelos de la zona.

Los resultados de los análisis químicos completos de las citadas muestras se encuentran en la tabla núm. 3.

TABLA NÚM. 3
ANÁLISIS COMPLETO DE 12 MUESTRAS EXPRESADO EN PORCIENTOS

	7	13	49	66	37	83	87	92	96	106	123	171
SiO ₂	29.01	16.00	14.32	28.99	12.72	26.14	25.86	27.10	27.29	14.34	23.74	12.13
TiO ₂	1.75	1.50	1.55	1.40	1.40	0.75	1.00	1.00	1.05	1.00	0.75	1.00
Al ₂ O ₃	28.90	37.26	33.94	28.71	40.81	40.21	29.29	34.38	35.38	44.60	33.08	43.69
Fe ₂ O ₃	18.61	17.32	23.68	19.25	19.45	13.04	20.91	13.83	15.12	14.80	16.08	14.15
FeO	N.D.											
MnO	0.06	0.06	0.31	0.33	0.04	0.08	0.07	0.06	0.02	0.25	0.06	0.05
MgO	huella											
CaO	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Na ₂ O	0.05	0.04	0.05	0.02	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.10	0.50	0.12
K ₂ O	0.30	0.2	0.18	0.60	0.18	0.50	0.55	0.30	0.50	0.15	0.18	0.18
P ₂ O ₅	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08	0.07	0.00	0.00	0.05
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O+	19.01	23.61	24.01	18.01	23.39	18.73	18.75	19.66	18.29	23.51	21.58	25.75
H ₂ O-	2.01	3.11	2.25	2.17	1.87	1.73	2.59	2.42	1.78	1.11	3.63	2.15
Sumas:	99.40	99.16	100.09	99.48	99.86	100.75	99.12	99.32	99.54	99.86	99.60	99.27

ANÁLISIS QUÍMICOS CUANTITATIVOS REALIZADOS POR EL ING. QUÍM. ÁNGEL RODRÍGUEZ MUÑOZ.

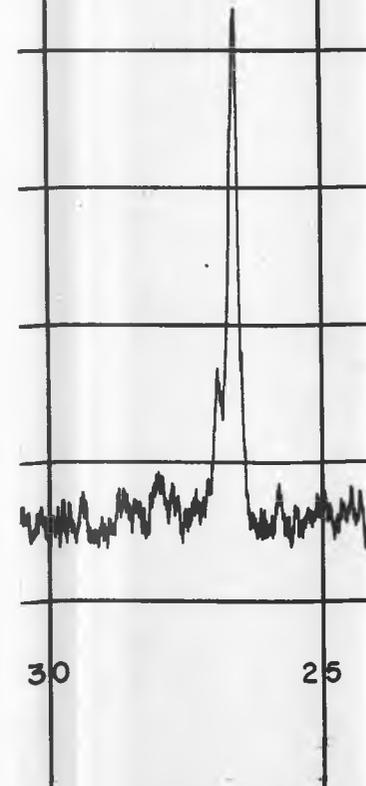
Se hizo un estudio comparativo entre las leyes de Al_2O_3 por fusión que corresponden a alúmina total y las leyes de Al_2O_3 extraíble, los datos están registrados en la tabla núm. 4.

TABLA NÚM. 4

PORCENTAJE DE RECUPERACIÓN DE ALÚMINA RESPECTO
AL CONTENIDO TOTAL DE LAS MUESTRAS

Nº de muestra	Nº correspondiente en el campo	Al_2O_3 total por fusión	Al_2O_3 extraíble	Recuperación
7	Muestra núm. 144 de la Zona A	28.90	22.00	76.12
13	E-14 Tabla núm. 2	37.26	35.50	95.27
49	Muestra núm. 171 de la Zona A	33.94	30.40	89.56
66	Muestra núm. 155 de la Zona A	28.71	22.50	78.36
73	Muestra núm. 42 de la Zona A	40.81	33.50	82.08
83	Pozo núm. X identificado	40.21	20.00	49.73
87	Muestra núm. 19 de la Zona A	29.29	20.50	69.98
92	Muestra núm. 82 de la Zona A	34.86	20.00	57.37
96	Muestra núm. 12 de la Zona A	35.38	19.50	55.11
106	Muestra núm. 34 de la Tabla núm. 3	44.60	34.00	76.23
123	Muestra núm. 46 de la Zona A	33.08	29.50	89.17
171	Muestra núm. 6 Tabla núm. 2	43.69	37.00	84.68

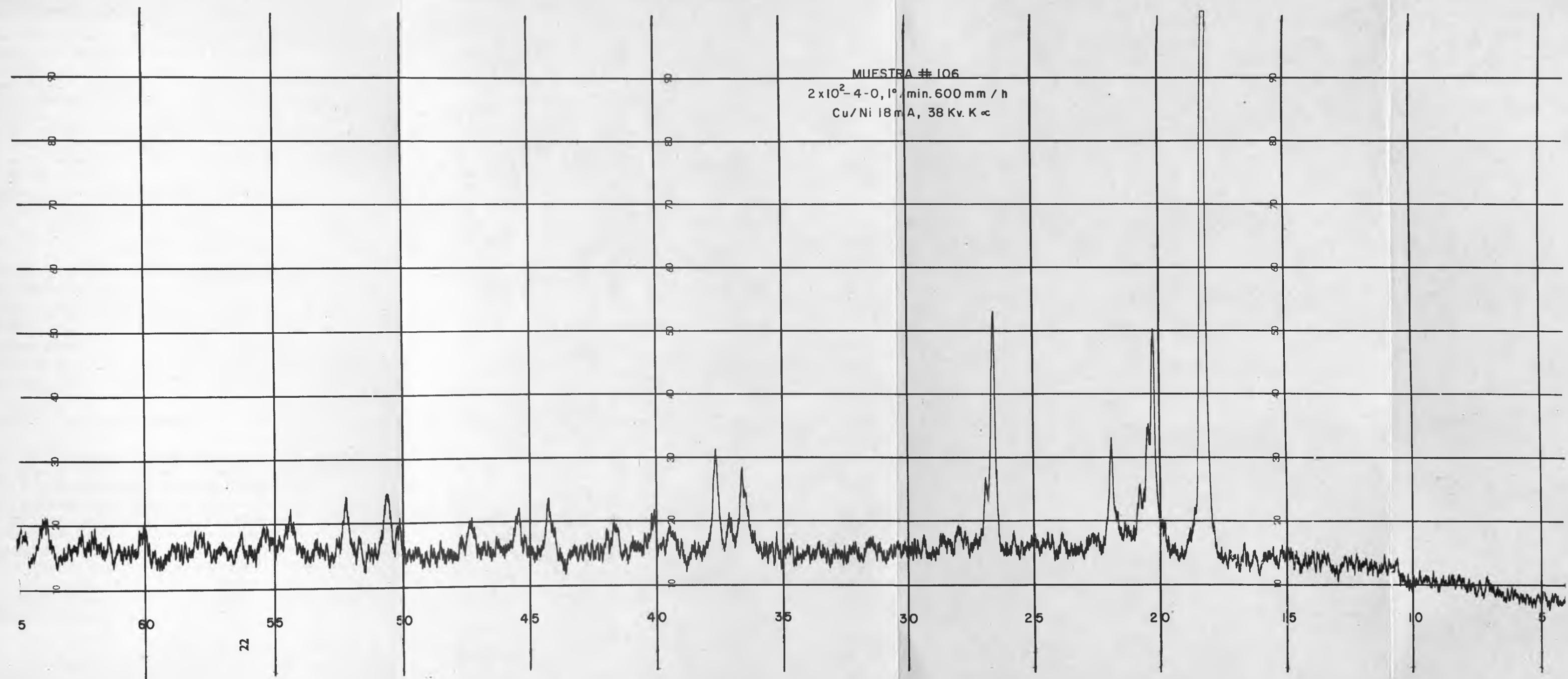
EA # 106
/min. 600 mm / h
mA, 38 Kv. K ∞



O_2 por fusión que
de, los datos están

RESPECTO
LAS

O_2 alible	Recupe ración
1.00	76.12
1.50	93.27
1.40	89.56
1.50	78.36
1.50	82.08
1.00	49.73
1.50	69.98
1.00	57.37
1.50	55.11
1.00	76.23
1.50	89.17
1.00	54.68



Con excepción de la muestra núm. 83, todas las demás acusan una recuperación superior al 50% llegando a ser hasta de 95.27 máximo.

Las mismas 12 muestras que se analizaron por fusión se procesaron para su estudio por difracción en rayos X, por el método Aguilera y Jackson para evitar las interferencias que produce el fierro y que aumenta notablemente el ruido de fondo y enmascara los picos débiles de la gráfica de difracción. El aparato usado fue un modelo Phillips Norelco, de la Facultad de Química; se usó un voltaje de excitación de 38 kv y una corriente de 18 ma; la velocidad del goniómetro fue de 1°/min y la velocidad del papel de 600 m/h, la sensibilidad a $\times 10^2 - 4 - 0$.

A continuación se muestra una de las gráficas de difracción obtenida por Renán Pérez Priego.

Resultados:

- a) En todas las muestras se identificó como mineral dominante, la gibbsita con valores c/N 4.83 A°.
- b) Las gráficas registran en general, como minerales secundarios, cuarzo y feldespatos.
- c) Las gráficas únicamente indican el aspecto cualitativo de la existencia de gibbsita en las muestras y no una apreciación cuantitativa, ya que para ésta, deben seguirse otras técnicas especiales.

CONCLUSIONES

1. Las pruebas de extracción de alúmina indican que de las arcillas de Oxchuc es posible obtener hidróxido de aluminio usando soluciones alcalinas y sin necesidad de altas presiones y temperaturas.
2. Existe la posibilidad de que nuevas exploraciones en la zona mencionada, den por resultado un tonelaje considerable de arcillas del tipo de las encontradas, quizá con mejores contenidos de alúmina.
3. Las gráficas obtenidas por rayos X para las muestras, afirman la existencia del mineral gibbsita en las arcillas del distrito de Oxhuc, Chis.
4. En caso de comprobarse la existencia de un tonelaje alto de arcillas de la calidad de las de Oxchuc, será totalmente justificado el estudio económico de las mismas.

BIBLIOGRAFÍA CITADA

- AGUILERA, H. N. y JACKSON, M. L. (1953) *Iron Oxide Removal from soils and clays*. Soil Sci. of America, Proc. 17; 359-364, Oct. 1953.
- (1956-1959) *Clays from some soils and calcareous sediments from the Yucatan Peninsula*. Congr. Geol. Internacional, XXa Sesión Comité Internacional para el estudio de las arcillas, pp. 61-69.
- BARINOV, N. y LANDA, A. (?) *Metalurgia y Metalografía*. MIR, Moscú, pp. 78-80.
- CALHOUN, W. A. y POWELL, H. E., JR. (1954) *Investigation of Low Grade Bauxites as Potencial Sources of Aluminum by Caustic Desilication and Alumina Extraction*. Bureau of Mines, Report of Investigation 5042, U.S. Department of the Interior.
- DIRECCIÓN GENERAL DE ESTADÍSTICA (1969-70) *Anuario Estadístico*. Secretaría de Industria y Comercio.
- INSTITUTO DE GEOGRAFÍA DE LA UNAM, *Registros Climatológicos*.
- LIDDELL, M., DONALD (1954) *Handbook of Nonferrous Metallurgy*. McGraw Hill Book Co., pp. 5-12.
- MULLERIED, FEDERICO K. C. (1957) *Geología de Chiapas*. Gobierno Const. del Edo. de Chiapas, 1952-1958, pp. 127-132.
- QUINTUS BOSZ VANDER WALL, ROBERTO LEO (1967) *La Bauxita y su exploración en el área de Necaxa, Puebla*. Tesis Profesional, pp. 13-15, Fac. de Ingeniería, UNAM.
- SALAS P., GUILLERMO (1959) *Los depósitos de bauxita en Haití, Jamaica, y posibilidades de que exista bauxita en México*. Inst. de Geología, UNAM, Bol. 59, pp. 43, 53-55, 71, 72, 90.
- SCHMITTER, V., EDUARDO (1962) *Curvas de análisis térmico diferencial cualitativo, obtenidas de estudios de bauxita, arcillas bauxíticas y otros minerales*. Inst. de Geología, UNAM, Bol. 63.
- SINCLAIR, I. B. L. (1967) *An estimation of the Thickness of Limestone required to produce the Jamaican Bauxite Deposits by the Residual Process*. Jamaica Geol. Surv. 9, Publ. (102): 24-31.
- TEGEDER-MAYER (1967) *Métodos de la Industria Química Inorgánica*. Reverte, S. A. P., 184-187.

En la Imprenta Universitaria, bajo la dirección de Jorge Gurúa Lacroix, se terminó la impresión de *Boletín número 95*, del Instituto de Geología, el día 21 de febrero de 1975. Su composición se hizo en tipos Electra 10:12, 10:11, 8:10 y 8:9. La edición consta de 1 200 ejemplares.