

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

13

---

DIRECCION GENERAL DE ESTUDIOS DE POSGRADO  
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
ENTIDAD: INSTITUTO DE GEOLOGIA

MINERALOGIA Y PETROLOGIA DE LAS ROCAS  
FUNDIDAS DEL CRATER CHICXULUB, MEXICO

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADEMICO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS  
(GEOQUIMICA Y PETROLOGIA)  
P R E S E N T A :  
ELENA LOUNEJEVA BATURINA

CIUDAD DE MEXICO,

2001.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS .....	iii
RESUMEN.....	iv
ABSTRACT.....	v
INTRODUCCIÓN.....	1
ROCAS DE FUSIÓN POR IMPACTO .....	4
SISTEMAS HIDROTERMALES POSTIMPACTO .....	5
MARCO GEOLÓGICO .....	6
ESTRUCTURA CHICXULUB.....	9
ESCENARIO DEL IMPACTO .....	11
MATERIAL DEL ESTUDIO.....	11
MÉTODOS DEL ESTUDIO .....	15
<b>RESULTADOS</b>	
<b>MINERALOGÍA DE LA ROCA HOLOCRISTALINA DE FUSIÓN POR IMPACTO (NÚCLEO C1N10)</b>	
Petrografía .....	18
Catodoluminiscencia .....	29
Difracción de rayos x .....	34
Microanálisis químico semicuantitativo.....	36
<b>MINERALOGÍA DE LA BRECHA DE FUSIÓN POR IMPACTO CON CLASTOS (NÚCLEO Y6N19).</b>	
Petrografía .....	39
Catodoluminiscencia.....	62
Difracción de rayos X.....	69
Microanálisis químico semicuantitativo.....	74
<b>DISCUSIÓN</b>	
<b>ORIGEN Y CONDICIONES DE FORMACIÓN DE MINERALES EN LA ROCA DE FUSIÓN (NÚCLEO C1N10)</b>	
Cuarzo .....	76
Epidota .....	76
Feldespato y clinopiroxeno.....	78
<b>ORIGEN Y CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LOS MINERALES EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).</b>	
Cuarzo .....	81
Anhidrita.....	82
Coronas de reacción .....	83
Feldespato y clinopiroxeno de la matriz.....	85
<b>CONDICIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA A LAS QUE FUERON SOMETIDAS LAS ROCAS DEL BLANCO.....</b>	<b>85</b>
<b>PROCESO PETROGENÉTICO.....</b>	<b>87</b>
<b>CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS HIDROTERMALES.....</b>	<b>91</b>
<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>94</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>97</b>
<b>APENDICE 1 TERMINOS ASOCIADOS CON LA FUSION POR IMPACTO .....</b>	<b>109</b>
<b>APENDICE 2 COMPOSICION DE ALGUNOS MINERALES EN DOS FACIES DE FUSION – ROCA HOLOCRISTALINA Y BRECHA CON CLASTOS- DEL CRÁTER DE IMPACTO CHICXULUB, MEXICO .....</b>	<b>112</b>

## RELACIÓN DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURA 1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ESTRUCTURA CHICXULUB.....	10
FIGURA 2. LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS DE LOS POZOS CHICXULUB 1 Y YUCATÁN 6.....	13
FIGURA 3. PETROGRAFÍA DE LA ROCA DE FUSIÓN (NÚCLEO C1N10).....	21
TABLA 1. COLORES DE CATODOLUMINISCENCIA EN LA ROCA DE FUSIÓN (MUESTRA C1N10) DEL CRÁTER CHICXULUB, MÉXICO.....	29
FIGURA 4. CATODOLUMINISCENCIA DE LA ROCA DE FUSIÓN (NÚCLEO C1N10).....	30
FIGURA 5. DIFRACTOGRAMA DE ROCA ENTERA DEL NÚCLEO C1N10. ....	35
FIGURA 6. DIAGRAMAS OR-AN-AB PARA LOS FELDESPATOS (A) Y Wo-EN-Fs PARA LOS PIROXENOS (B) EN LA ROCA HOLOCRIHALINA DE FUSIÓN (NÚCLEO C1N10).....	38
FIGURA 7. PETROGRAFÍA DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).....	43
TABLA 2. COLORES DE CATODOLUMINISCENCIA EN LA BRECHA DE MATRIZ FUNDIDA Y6N19 DEL CRÁTER CHICXULUB, MÉXICO.....	63
FIGURA 8. CATODOLUMINISCENCIA DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).....	64
FIGURA 9. DIFRACTOGRAMAS DE LA MATRIZ DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).....	72
FIGURA 10. DIAGRAMAS OR-AN-AB PARA LOS FELDESPATOS (A) Y Wo-EN-Fs PARA LOS PIROXENOS (B) DE LA MATRIZ DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).....	75

## AGRADECIMIENTOS

De la manera más sincera, quiero agradecer a la administración del Instituto de Geología de la UNAM por su apoyo económico, y en lo personal a los directores Dante Morán Zenteno y Fernando Ortega Gutiérrez, por haber me brindado la oportunidad de llevar a cabo este trabajo.

Agradezco a mi primer tutor, Gerardo Sánchez Rubio, por su gran calidad humana y por la apertura del panorama sobre impactismo y procesos relacionados, así como por un constante y amistoso apoyo y asesoría profesional durante todo el tiempo del desarrollo de la tesis.

Agradezco a mi estimado tutor, Esteban Cedillo Pardo, a los miembros del comité asesor, Fernando Ortega Gutiérrez y Liberto de Pablo Galán, por su crítica siempre constructiva y guía profesional, a Peter Schaaf, miembro del jurado examinador, así como a Dante Morán Zenteno, a Yuri Tarán Sobol, a Jesús Solé por valiosas observaciones y especialmente a Carmen Rosales Domínguez por corrección de estilo durante preparación del texto de la tesis.

También quisiera agradecer a Juan Tomás Vásquez Ramírez la elaboración de láminas delgadas cubiertas y pulidas de buena calidad para trabajos de petrografía y de catodoluminiscencia; a Margarita Adela Reyes Sálas el entrenamiento y asesoría durante realización de los análisis químicos semicuantitativos con energía dispersa de rayos X y a Sabine Heuschkel la ejecución de algunos análisis de microsonda en el Museo de Ciencias Naturales de Berlín, Alemania; a Consuelo Masías Romo su valiosa ayuda en la separación de fases magnéticas de los minerales; a Rufino Lozano la introducción en el método de catodoluminiscencia; a Antonio Altamira apoyo profesional y consejos durante el trabajo con material fotográfico para todas las presentaciones de resultados parciales de la tesis en eventos científicos; al personal del departamento de computo Rosario Flores Ramos, Benjamín Ruiz García y Francisco Montaña Cuahuílaz su apoyo en resolución de múltiples detalles relacionadas con el mantenimiento en función de la computadora y presentaciones; a las secretarías María Guadalupe Maturano y Marcela su constante apoyo secretarial; al personal de la biblioteca Ofelia Barrientos, María Elena y María Teresa Soledad Medina su ayuda en localización del material bibliográfico; a Barbara Martiny su ayuda en la traducción del resumen; a Angélica Arias Herrerías su ayuda en el análisis de los difractogramas, así mismo a Elizabeth Hernández Álvarez, Ofelia Morton Bermea, Pedro Morales Puente, José Teodoro Hernández Treviño, María Guadalupe Villaseñor, y a otros compañeros y amigos que me brindaron su apoyo y alientaron para concluir el trabajo.

## RESUMEN

Con base en estudios mineralógicos se precisan diferentes aspectos de la petrogenesis de dos facies de impactitas, la roca holocristalina de fusión de impacto (Núcleo C1N10) y la brecha de fusión de impacto (Núcleo Y6N19), del cuerpo ígneo del Cráter Chicxulub. Se utilizaron las herramientas tradicionales, como son la petrografía, el análisis semicuantitativo de composición química con microsonda (EDX) y la difracción de rayos X, y, por vez primera, se ha hecho la caracterización de catodoluminiscencia de las facies.

Entre los minerales de la roca holocristalina la epidota accesorio fue identificada e inferida ser de origen ígneo junto con fases primarias anhidras como plagioclasas, augita, feldespato alcalino, cuarzo y óxidos del sistema FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>. La alteración secundaria observada en la roca holocristalina consiste en reemplazamiento de fases primarias por albita, epidota, clorita, titanita y hematita, y en formación de pirita, calcopirita, bornita y calcita autógena. El conjunto de minerales primarios identificados en la brecha de fusión se compone de feldespatos de alta temperatura, augita, magnetita y anhidrita. La mineralización secundaria de la brecha incluye anhidrita, cuarzo, yeso, calcita, dolomita, pirita y probablemente limonita autógenos y hematización penetrante.

Del análisis textural y mineralógico se infiere que ambas facies se originaron a causa de metamorfismo de choque de alto grado de las rocas del blanco, las cuales fueron sometidas a presión dinámica de 5 a 50 GPa y sufrieron fusión parcial y selectiva a temperaturas residuales a su paso hasta 1700°C. Se infiere el enriquecimiento del fundido de impacto preferencialmente en rocas del basamento cristalino rico en cuarzo (granitos, gneisses graníticos) con una menor contribución de las rocas sedimentarias de plataforma. La contribución de carbonatos al fundido se ha reflejado indirectamente en la cristalización de silicatos ricos en calcio en la roca holocristalina. La contribución de los sulfatos se hace evidente a través de la formación de anhidrita primaria en la brecha a partir de un líquido inmisible con la porción silicatada dominante del fundido.

Con base en el análisis químico-morfológico de las fases primarias se infieren los cambios del régimen de fluidos y de la cinética de cristalización de las impactitas, y se discuten las características específicas del proceso ígneo en relación con el modo de emplazamiento de cada facie y con el desarrollo de la estructura del cráter, en general.

El establecimiento de un sistema hidrotermal de temperatura baja (<320°C) en el centro del cráter se infiere casi simultáneo a la cristalización de la roca holocristalina de fusión. Los fluidos hidrotermales de baja alcalinidad y continuamente enriquecidos en SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> alcanzan los bordes del cráter posteriormente a una completa cristalización, contracción y consecutivo fracturamiento de la brecha de fusión. El origen de los fluidos se atribuye a las aguas marnas regresadas a la cuenca después del impacto.

## ABSTRACT

The petrogenesis of two impact facies, the holocrystalline impact melt (core C1N10) and clast-bearing impact melt breccia (core Y6N19) from the Chicxulub crater igneous rock, is inferred based on a mineralogical study. Petrography, semi quantitative analyses by electron-microprobe, X-ray diffraction and, for first time for this material, cathodoluminescence characterisation were used.

Among the primary minerals of the holocrystalline impact melt rock, accessory epidote was identified and inferred to be of igneous origin together with primary anhydrous phases such as plagioclase, augite, alkaline feldspar, quartz, and FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> oxides. Secondary alteration observed in the holocrystalline rock consists of the replacement of primary phases by albite, epidote, sphene, chlorite, hematite and the formation of pyrite, chalcopyrite, bornite and authigenic calcite. The primary phases identified in the impact melt breccia are high plagioclases, augite, magnetite and anhydrite. The secondary mineralization of the breccia includes authigenic anhydrite, quartz, gypsum, pyrite, dolomite, Fe-oxides and hydroxides, and pervasive hematization.

From the textural and mineralogical analysis, it can be inferred that both facies originated from high-grade shock metamorphism of the target materials that were submitted to dynamic pressure ranging from 5 to 50 GPa followed by partial and selective fusion at temperatures of up to 1700°C. The impact melt is inferred to be preferentially enriched in the quartz-rich crystalline basement rocks (granites, gneisses) with a minor contribution from the sedimentary platform rocks. The carbonate contribution to the melt is indirectly reflected by the crystallisation of calcium-rich silicates in the holocrystalline rocks. The sulphate contribution is most evident through the formation of primary anhydrite in the breccia from a liquid that is immiscible with the silicate impact melt portion.

The changes inferred in the fluid regimen and in crystallisation kinetics of the impact facies are based on chemical-morphological analyses of the primary phases, and the specific characteristics of the igneous process in relation to the mode of emplacement of each facies and to the general development of the impact structure are discussed.

The establishment of a low temperature (<320°C) hydrothermal system in the centre of the crater is inferred to be almost simultaneous with the crystallisation of the holocrystalline impact melt rock. The low alkalinity hydrothermal fluids, that are continuously enriched in SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, reached the crater rim after the complete crystallisation, contraction and consequent fracturing of the impact melt breccia. The origin of the fluids in the system is attributed to seawater that returned to the basin after impact.

## INTRODUCCIÓN

Los procesos relacionados con bombardeo de la Tierra por objetos cósmicos han recibido mucha atención en los últimos 40 años. Durante este periodo fueron redactadas varias compilaciones sobre metamorfismo de impacto en general (French y Short, 1968; Roddy et al., 1977; Marakushev, 1981; Melosh, 1989; Gerasimov et al., 1998), dedicados a un cráter de impacto (Koeberl y Anderson, 1996) o una serie de eventos (Ryder et al., 1996;) en especial, sin contar múltiples trabajos separados; a partir de 1970 se publican los resúmenes de trabajos relacionados con el fenómeno procedentes del evento anual *Lunar and Planetary Science Conference* que tiene lugar en Houston, Arizona, E.U.A. y ligados a éste.

El proceso de fusión de rocas a causa de impacto no está restringido a un ambiente tectónico específico, además de ser una etapa importante del metamorfismo de choque progresivo, el cual a su vez forma parte de un proceso universal de acreción. El conocimiento sobre el fenómeno de fusión por impacto se ha acrecentado mediante el estudio de estructuras y materiales terrestres, lunares e, incluso, de las mismas meteoritas (por ejemplo, Sánchez-Rubio et al., 1991). A juzgar por los grandes volúmenes de basaltos asociados a las estructuras de impacto de la Luna (*Basaltic Volcanism Study Project*, 1981, cap.1.2.10), en las primeras etapas de formación de la Tierra la fusión por impacto quizá era de gran importancia, pero con el paso del tiempo adquiere un carácter exótico. La tectónica de placas, el magmatismo endógeno y la erosión se encargan de la destrucción de evidencias directas de esta suposición, de tal manera que la mayor parte de las 140 estructuras de impacto (Hodge, 1998) conocidas en la Tierra fueron descubiertas en las partes cratónicas de continentes.

No todas las estructuras de impacto necesariamente contienen rocas de fusión, sin embargo, existen excepciones como es el caso del Cráter Chicxulub localizado en el extremo septentrional de la Península de Yucatán en México. Por su tamaño, el cráter es comparable con otros dos mega-cráteres terrestres como Vredefort (Africa del Sur) y Sudbury (Canadá), sin embargo, es el más joven y el mejor preservado, aunque no está expuesto. Entre las rocas recuperadas de los pozos exploratorios petroleros en los años 50-60s se encontraron rocas ígneas masivas (Maldonado-Maldonado, 1967; Gaspar-Quezada, 1966). Estas rocas ígneas del Cráter Chicxulub representadas por tan solo unos cuantos kilogramos de material pétreo, o bien, algunas muestras de núcleos dispersas entre diferentes grupos científicos en el mundo, fueron interpretadas como rocas de fusión por impacto (Hildebrand et al., 1991). Este escaso material hasta ahora es la evidencia más directa de fusión por impacto asociada al evento de Chicxulub y por lo tanto ha recibido posteriormente atención de petrólogos desde diferentes puntos de vista. En este entonces



la confirmación del origen por impacto de la estructura Chicxulub, su relación con diferentes localidades del límite bioestratigráfico Cretácico - Terciario (K/T) y fundamentar nuevos proyectos a realizar para un mejor conocimiento sobre lo ocurrido entonces eran de importancia primordial. Las evidencias preservadas de metamorfismo de impacto y de texturas características de fusiones por impacto fueron descritas por varios autores (Quezada-Muñetón, 1992; Sharpton et al., 1992; Cedillo et al., 1992; Hildebrand et al., 1993), mientras los estudios de firmas isotópicas se utilizaron para determinar la edad del cráter de alrededor de 65 millones de años y asociarlo con los eventos en el límite K/T (Sharpton et al., 1992; Swisher et al., 1992; Blum et al., 1993).

Así mismo, existen ya varios estudios petrológicos más detallados (Kring y Boynton, 1993; Cedillo et al., 1992, 1994 a y b; Shuraytz et al., 1994; Warren et al., 1996), en los cuales se presenta la lista de los minerales formadores de la roca, se analizan las relaciones texturales entre estos, y todos los autores están de acuerdo que la petrogénesis de las facies identificadas es la fusión parcial inducida por impacto. En algunos trabajos se discuten posibles analogías texturales y geoquímicas con las facies de fusión por impacto de otros cráteres de la Tierra (Kring y Boynton, 1993) e, incluso, de la Luna (Warren et al., 1996). La mayor parte de las discusiones se refiere a posibles componentes de las rocas del blanco a partir de los cuales se han formado las fusiones, y las opiniones divergen entre gneises graníticos como fuente principal (Sharpton et al., 1992) y una variedad de fuentes (Cedillo et al., 1992) con indicaciones de firmas isotópicas sobre una posible participación de una fuente máfica o intermedia (Kettrup et al., 2000) y contaminación del material de origen cortical por material extraterrestre (Shuraytz et al., 1994; Koeberl et al., 1994).

Sin embargo, la contribución de las rocas sedimentarias al fundido no está bien comprendida (Claeys, 2000 y referencias). En muchos otros cráteres de impacto las rocas de la cobertura sedimentaria son fragmentadas, afectadas por el metamorfismo de choque, descompuestas con formación de gases o eyectadas e involucradas en diferentes tipos de brechas en forma de clastos, mientras en la fusión principalmente participan las rocas del basamento cristalino (French y Short, 1968). En los últimos años se ha experimentado con el comportamiento de carbonatos y sulfatos ante el choque a mayores presiones, y se ha mostrado la posibilidad tanto de la degasificación de la calcita (Gerasimov, 1997; Martínez et al., 1995), como de la de fusión y consecutiva recristalización de calcita, dolomita, anhidrita y yeso (Gerasimov, 1995; Langenhorst et al., 2000; Deutsch et al., 2000; Skala et al., 2000). Recientemente se infirió la presencia de inclusiones de carbonatos fundidos y recristalizados en las brechas suevíticas del Cráter Chicxulub (Heuschkel et al., 1998; Lounejeva et al., 1998). Estos estudios forman base de una nueva visión sobre el papel de las rocas sedimentarias en fusiones por impacto

Además, las discusiones en los trabajos citados prestan poca atención al mismo proceso ígneo, o bien, al proceso de solidificación de las facies de fusión, caracterizándolo principalmente como de enfriamiento rápido. Esto se debe al enfoque esencialmente geoquímico de las discusiones, las cuales se basan en la composición química de elementos mayores y traza de roca entera, así como en las tendencias químicas de los constituyentes mayores - piroxenos y feldespatos – y de la mesostasis. Así por ejemplo, de trabajo a trabajo de los citados se define una alta variación tanto de la composición como de la morfología de los feldespatos en las facies de fusión, sin embargo, no se hace relación alguna entre estas dos características indicativas del régimen de enfriamiento. El enfoque mineralógico, o bien, un análisis de enlaces existentes entre la forma y la química de los individuos minerales completado con sus características físicas, espectrales y estructurales, por lo contrario, permite esclarecer varios de los aspectos petrológicos del proceso ígneo, tales como la secuencia de cristalización, el régimen y las condiciones de enfriamiento.

La alteración hidrotermal penetrante sobrepuesta al proceso ígneo fue inferida con base en la presencia de albita, feldespato potásico, cuarzo, epidota, clorita y otros filosilicatos, además de los sulfuros (Shuraytz et al., 1994, Cedillo et al., 1994a). Sin embargo, las listas de los constituyentes minerales de las rocas identificados en estos trabajos no especifican el origen primario, a partir del fundido, o secundario por alteración hidrotermal para todas las fases ni discuten las características del sistema hidrotermal. El análisis mineralógico permite distinguir el origen de cada una de las fases y definir las condiciones de su formación.

Los objetivos principales de este trabajo - precisar el origen y la secuencia de cristalización, el régimen de enfriamiento y las condiciones de formación de minerales constituyentes de dos facies de fusión por impacto del Cráter Chicxulub durante el proceso ígneo y posteriormente durante alteración hidrotermal- se lograron abarcando el problema desde el punto de vista mineralógico. Sobre la marcha, por primera vez para las facies bajo estudio, se infieren las condiciones a las cuales fueron sometidas las rocas que les dieron el origen. Así mismo se nace el intento de relacionar el proceso ígneo con el modo de emplazamiento de las facies estudiadas y con la dinámica del cráter.

## ROCAS DE FUSIÓN POR IMPACTO

La formación de rocas de fusión (*melt rocks*) a causa de un evento de impacto difiere de la formación de rocas ígneas endógenas esencialmente en la profundidad, escala de presión, de temperatura y de cinética de los procesos. La fusión de impacto es el resultado de liberación (transformación) de energía después del paso de la onda de choque (presión dinámica) a través de las rocas del blanco, o bien, las rocas de poca profundidad. Por ejemplo, un proyectil celeste de unos 10 km de diámetro con una velocidad promedio de unos 15 km/seg puede excavar un cráter de unos 10-12 km de profundidad (Melosh, 1989). La energía liberada en un evento de impacto explosivo (hasta  $10^{30}$  erg.) excede en varios órdenes cualquiera de los desastres de origen terrestre, como son un terremoto o una explosión volcánica (Marakushev, 1981). La presión ejercida sobre las rocas del blanco se estima en el rango de 10 a 100 GPa (gigapascales) (Engelhardt, 1990). Cuanto mayor sea la presión ejercida por el impacto sobre las rocas que lo reciben, o bien, las rocas del blanco, mayores posibilidades hay de producir un fundido de un volumen considerable. El calor producido en un evento de impacto explosivo puede alcanzar varios miles de grados en lapsos de tiempo extremadamente cortos, o bien rebasar las temperaturas no solamente de fusión sino también de evaporación de minerales e incluso de formación de plasma. Las rocas del blanco no responden por igual a la transferencia de calor, sino en función de la composición, profundidad del yacimiento, lejanía al punto de impacto, temperatura previa al impacto y propiedades mecánicas, entre las cuales las condiciones de fronteras entre los granos es una de las más importantes. Una fusión de impacto implica una *fusión parcial*, *asimilación* tanto de las rocas del blanco como del proyectil, además de una *mezcla* de fusiones de diferente composición. La fusión por impacto puede tener carácter selectivo, dada la alta velocidad de propagación del calor y su dependencia de condiciones de frontera entre los componentes de la misma roca y entre diferentes rocas. La fusión parcial puede ser acompañada además por evaporación parcial y/o selectiva del material de los mismos, o bien, conduce a los procesos que no son ni isoquímicos ni equilibrados. La aplicación de los términos asociados con la fusión de impacto y de origen endógeno se consideran en el Apéndice 1.

El material fundido producido cerca del punto de impacto es desplazado mediante dos diferentes mecanismos principales: las corrientes hidrodinámicas del centro del cráter y la eyección con trayectorias balísticas. Esto contribuye a una intensa mezcla de material fundido y fragmentado. Como resultado, las rocas fundidas pueden ser encontradas en diferentes partes de la estructura y formas de yacer (Marakushev et al. . 1981), como son: rocas ígneas *masivas* las cuales normalmente llegan a formar un

estrato en el fondo del cráter; *intrusiones* (diques, vetas, lentillas); *inclusiones* en brechas; *bombas*, *escoria* o *pómez* como parte del material desplazado y/o desalojado del cráter. El desplazamiento de las partículas más finas (gotas) puede alcanzar decenas y hasta centenas de kilómetros y se les conoce como *tectitas*.

La compilación de información sobre 22 estructuras (Lounejeva y Sánchez Rubio, 1996) permitió definir los siguientes rasgos petrológicos comunes para las rocas fundidas de impacto.

Los rasgos petrográficos incluyen: presencia de clastos de las rocas del blanco con evidencias del paso de la onda de choque, coronas de reacción alrededor de los xenoclastos, cristales esqueléticos, y texturas vítreas, cripto- o microcristalina y esferulítica en la matriz, como evidencia de fusión parcial y enfriamiento rápido. El paso de la onda de choque se refleja en transformaciones diapléticas en minerales preexistentes así como en la formación de fases de alta presión. Las transformaciones diapléticas abarcan procesos diferentes en su naturaleza física como las destrucciones frágiles, deformaciones plásticas, isotropización y descomposición térmica de minerales, las cuales en conjunto reflejan la degeneración de la materia cristalina.

La mineralogía de las matrices de las rocas de fusión por impacto es dominada por minerales anhidros, feldespatos, piroxenos y cuarzo, que son los constituyentes minerales mayores que se forman a partir de fusión. Los minerales que contienen agua - anfíbolos y micas - llegan a formar hasta 10% del volumen y varían mucho de una estructura a otra; los minerales accesorios opacos en la mayoría de los casos son representados por magnetita, pirita, pirrotita, ilmenita.

El análisis integral de diferentes rocas fundidas por impacto indica un aumento de las condiciones de reducción, proceso inverso al que sucede en los fenómenos volcánicos (Feldman y Letnikov, 1986; Gerasimov et al., 1998). La conducta de los elementos químicos bajo procesos de metamorfismo de impacto aún no se conoce con precisión, y por ahora se infiere solamente que la fusión por impacto no es un proceso isoquímico debido a procesos de fraccionamiento y evaporación (Kapustkina y Feldman, 1988).

## **SISTEMAS HIDROTERMALES POSTIMPACTO**

La idea sobre el establecimiento consecutivo de los sistemas hidrotermales de larga duración en los cráteres de impacto ha madurado en los últimos 30 años. Engelhardt en 1972 encontró similitudes en la alteración de los vidrios suevíticos del cráter Ries (Alemania) y de las rocas tobáceas de Wairakei (Nueva Zelanda) alteradas hidrotermalmente y sugirió desprendimiento de aguas calientes de las rocas fundidas y del basamento posteriores al impacto. En los años 80's se estudian intensivamente rocas de fusión en

estrato en el fondo del cráter; *intrusiones* (diques, vetas, lentillas); *inclusiones* en brechas; *bombas*, *escoria* o *pómez* como parte del material desplazado y/o desalojado del cráter. El desplazamiento de las partículas más finas (gotas) puede alcanzar decenas y hasta centenas de kilómetros y se les conoce como *tectitas*.

La compilación de información sobre 22 estructuras (Lounejeva y Sánchez Rubio, 1996) permitió definir los siguientes rasgos petrológicos comunes para las rocas fundidas de impacto.

Los rasgos petrográficos incluyen: presencia de clastos de las rocas del blanco con evidencias del paso de la onda de choque, coronas de reacción alrededor de los xenoclastos, cristales esqueléticos, y texturas vítreas, cripto- o microcristalina y esferulítica en la matriz, como evidencia de fusión parcial y enfriamiento rápido. El paso de la onda de choque se refleja en transformaciones diaplécticas en minerales preexistentes así como en la formación de fases de alta presión. Las transformaciones diaplécticas abarcan procesos diferentes en su naturaleza física como las destrucciones frágiles, deformaciones plásticas, isotropización y descomposición térmica de minerales, las cuales en conjunto reflejan la degeneración de la materia cristalina.

La mineralogía de las matrices de las rocas de fusión por impacto es dominada por minerales anhidros, feldespatos, piroxenos y cuarzo, que son los constituyentes minerales mayores que se forman a partir de fusión. Los minerales que contienen agua - anfíbolos y micas - llegan a formar hasta 10% del volumen y varían mucho de una estructura a otra; los minerales accesorios opacos en la mayoría de los casos son representados por magnetita, pirita, pirrotita, ilmenita.

El análisis integral de diferentes rocas fundidas por impacto indica un aumento de las condiciones de reducción, proceso inverso al que sucede en los fenómenos volcánicos (Feldman y Letnikov, 1986; Gerasimov et al., 1998). La conducta de los elementos químicos bajo procesos de metamorfismo de impacto aún no se conoce con precisión, y por ahora se infiere solamente que la fusión por impacto no es un proceso isoquímico debido a procesos de fraccionamiento y evaporación (Kapustkina y Feldman, 1988).

## **SISTEMAS HIDROTERMALES POSTIMPACTO**

La idea sobre el establecimiento consecutivo de los sistemas hidrotermales de larga duración en los cráteres de impacto ha madurado en los últimos 30 años. Engelhardt en 1972 encontró similitudes en la alteración de los vidrios suevíticos del cráter Ries (Alemania) y de las rocas tobáceas de Wairakei (Nueva Zelanda) alteradas hidrotermalmente y sugirió desprendimiento de aguas calientes de las rocas fundidas y del basamento posteriores al impacto. En los años 80's se estudian intensivamente rocas de fusión en

muchos cráteres alrededor del mundo y las evidencias de actividad hidrotermal tanto de penetración masiva como el desarrollo de minerales autígenos en poros, vetillas y otros espacios porosos se hace cada vez más obvia. Uno de los trabajos comparativos y con amplio rango de aplicación (incluyendo a los suelos marcianos) fue realizado por Allen et al. (1982), en el cual se establece un conjunto de mineralización secundaria (arcillas, feldespatos de potasio, calcita y zeolitas) común para muchos cráteres de impacto. Una comparación amplia de diferentes sistemas hidrotermales activos (como Aluto-Langano en Etiopía, Lardarello, en Italia; Baca en Nuevo México, Cerro Prieto en México, Krafla en Islandia, Wairakei en Nueva Zelanda, Yellowstone Park en Wyoming y Saiton Sea en California) permitió a los autores establecer, además, el desarrollo y conjuntos mineralógicos correspondientes a diferentes rangos de temperatura para el sistema hidrotermal del cráter Manson (McCarvill y Grossey, 1996).

Un sistema hidrotermal requiere una red de fracturas o cierta permeabilidad de la roca, agua y una fuente de calor para poner en marcha su funcionamiento. Actualmente se han propuesto dos fuentes alternas de calor para los sistemas hidrotermales postimpacto - las mismas rocas de fusión (masivas o en estrato) y/o formación de levantamientos (picos) centrales en cráteres complejos (Masaitis y Naumov, 1993; Crossey et al., 1993). El agua puede proceder tanto de fluidos de las rocas fundidas o por relleno de la cavidad de cráter por las aguas superficiales. El proceso ígneo de impacto frecuentemente implica un enfriamiento súbito de las fusiones y por lo tanto contracción y fracturamiento posterior de las rocas, de manera semejante como lo es propio al volcanismo especialmente en ambiente subacuático. Las fracturas actúan como vías para los flujos, y la mineralización ocurre dentro de éstos y en todo el volumen de la roca receptora. La expansión y duración del sistema depende de la cantidad de calor y de fluidos, y en los cráteres grandes con volumen de fusión considerable, como es el caso del cráter Manson, puede tomar un período muy prolongado (hasta un millón de años) (McCarville y Crossey, 1996).

## **MARCO GEOLÓGICO**

El Cráter Chicxulub pertenece a la provincia geológica de la Plataforma Yucatán definida por Ortega-Gutiérrez y coautores (1992). La provincia incluye casi toda la península con el mismo nombre y áreas adyacentes sumergidas cubriendo alrededor de 170 000 km<sup>2</sup> en el cuadrante 15-25°N, 85-95°W. La provincia está limitada por pronunciados escarpes submannos tipo rift en el Canal de Yucatán (Norte), en el Mar Caribe (Este) y en la Cuenca del Golfo de México (Oeste). El límite sur de la provincia geológica comúnmente está definido por la zona de fallas Motagua-Polochic de Cretácico Tardío (Donnelly et al., 1990). Al SW, la provincia de Yucatán se limita por rocas cuaternarias clásticas de la cuenca sedimentaria

muchos cráteres alrededor del mundo y las evidencias de actividad hidrotermal tanto de penetración masiva como el desarrollo de minerales autógenos en poros, vetillas y otros espacios porosos se hace cada vez más obvia. Uno de los trabajos comparativos y con amplio rango de aplicación (incluyendo a los suelos marcianos) fue realizado por Allen et al. (1982), en el cual se establece un conjunto de mineralización secundaria (arcillas, feldespatos de potasio, calcita y zeolitas) común para muchos cráteres de impacto. Una comparación amplia de diferentes sistemas hidrotermales activos (como Aluto-Langano en Etiopía, Lardarello, en Italia; Baca en Nuevo México, Cerro Prieto en México, Krafla en Islandia, Wairakei en Nueva Zelanda, Yellowstone Park en Wyoming y Salton Sea en California) permitió a los autores establecer, además, el desarrollo y conjuntos mineralógicos correspondientes a diferentes rangos de temperatura para el sistema hidrotermal del cráter Manson (McCarvill y Grossey, 1996).

Un sistema hidrotermal requiere una red de fracturas o cierta permeabilidad de la roca, agua y una fuente de calor para poner en marcha su funcionamiento. Actualmente se han propuesto dos fuentes alternas de calor para los sistemas hidrotermales postimpacto - las mismas rocas de fusión (masivas o en estrato) y/o formación de levantamientos (picos) centrales en cráteres complejos (Masaitis y Naumov, 1993; Crossey et al., 1993). El agua puede proceder tanto de fluidos de las rocas fundidas o por relleno de la cavidad de cráter por las aguas superficiales. El proceso ígneo de impacto frecuentemente implica un enfriamiento súbito de las fusiones y por lo tanto contracción y fracturamiento posterior de las rocas, de manera semejante como lo es propio al volcanismo especialmente en ambiente subacuático. Las fracturas actúan como vías para los flujos, y la mineralización ocurre dentro de éstos y en todo el volumen de la roca receptora. La expansión y duración del sistema depende de la cantidad de calor y de fluidos, y en los cráteres grandes con volumen de fusión considerable, como es el caso del cráter Mánson, puede tomar un período muy prolongado (hasta un millón de años) (McCarville y Crossey, 1996).

## **MARCO GEOLÓGICO**

El Cráter Chicxulub pertenece a la provincia geológica de la Plataforma Yucatán definida por Ortega-Gutiérrez y coautores (1992). La provincia incluye casi toda la península con el mismo nombre y áreas adyacentes sumergidas cubriendo alrededor de 170 000 km<sup>2</sup> en el cuadrante 15-25°N, 85-95°W. La provincia está limitada por pronunciados escarpes submarinos tipo rift en el Canal de Yucatán (Norte), en el Mar Caribe (Este) y en la Cuenca del Golfo de México (Oeste). El límite sur de la provincia geológica comúnmente está definido por la zona de fallas Motagua-Polochic de Cretácico Tardío (Donnelly et al., 1990). Al SW, la provincia de Yucatán se limita por rocas cuaternarias clásticas de la cuenca sedimentaria

de Tabasco. La plataforma carbonatada de Yucatán representa acumulación de evaporitas y carbonatos desde el Cretácico Inferior (Buffler y Thomas, 1994) hasta caliche reciente y cobre casi toda la península. El bloque tectónico de Yucatán se define como parte estable de la corteza continental y tiene límites coincidentes con los de la provincia geológica y de la plataforma, con excepción al límite SW (Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994). A partir del Titoniano, el bloque ocupa su posición geográfica actual y se distingue por su gran estabilidad. La provincia geológica de Yucatán, además, forma parte del terreno Maya, la unidad tectonoestratigráfica que se extiende hasta el estado de Tamaulipas en el norte, el Istmo de Tehuantepec en el SE e incluye los estados de Tabasco, Campeche, Chiapas y NE de Oaxaca en el sur (Sedlock et al., 1993).

Las fallas de Ticul y Bacalar constituyen los únicos rasgos tectónicos registrados dentro de la región de la Península de Yucatán. La primera se ha considerado como una falla de tipo normal con un salto de unos 200 m de una longitud expuesta de 110 km y una dirección WNW; separa las rocas marinas del Mioceno, expuestas en el lado meridional, de las del Eoceno, que afloran en el lado septentrional. La segunda tiene una dirección NE y una longitud de 140 km, separando el Neógeno marino (al E) del Eoceno marino (al W) (López-Ramos, 1975).

La columna estratigráfica de la provincia geológica de Yucatán ha sido estudiada mediante pozos exploratorios en el norte y afloramientos en el sur de la provincia.

Basamento. El basamento en general consiste de rocas meta-sedimentarias y meta-ígneas del Precámbrico y Paleozoico, entre las que probablemente se encuentran las rocas de la serie Chuacús provenientes de afloramientos en el Sur de la Península, Sierra Chuacús y Sierra de las Minas en Guatemala. La serie consiste en esquistos, gneisses con mármol, rocas metavolcánicas y algunas rocas cuarcíticas de diferente grado de metamorfismo (Donnelly et al., 1990) y gneisses cuarzo-monzoníticos milonitizados (Newcomb, 1975), distinguiéndose progresivamente las zonas con clorita-sericita, con biotita y con granate (Van der Voo et al., 1972). Entre las rocas de basamento perforadas en los pozos del norte y entre los fragmentos en brechas de impacto se identificaron: roca metavolcánica, compuesta de fenocristales de feldespatos sericitizados en una matriz de grano muy fino de clorita, biotita, muscovita, leucoxeno y trazas de cuarzo y feldespatos (Moreno-Hertz, 1988), proveniente del Pozo Yucatán 1, 3197-3221m; más de 100m de metacuarcita compuesta de granos medianos de cuarzo subredondeado, frecuentemente con contactos saturados (Moreno-Hertz, 1988), proveniente del Pozo Yucatán 4, a más de 2294 m de profundidad; diorita con ligero metamorfismo (Moreno-Hertz, 1988), proveniente del Pozo Quintana Roo 1, a más de 4700 m de profundidad; gneisses graníticos de grano medio o grueso,



compuestos por feldespato alcalino (80%), cuarzo (10%) y plagioclasa (10%) con accesorios de titanita, apatita y circón, siendo biotita, piroxeno y hornblenda muy escasos, además de esquistos de cuarzo y mica, metaquarcitas y milonitas (Sharpton et al., 1992); rocas graníticas ricas en cuarzo con remanentes fundidos y no-asimilados de rocas ferro-magnesianas (Shuraytz et al., 1994) del Pozo Yucatán 6 del intervalo 1208-1379.9 m; granodiorita, cuarzodiorita o tonalita y granitos (Vera-Sánchez, 2000) de los Pozos UNAM 5 y UNAM 7.

Vera-Sánchez (2000), además, estableció correlación geoquímica, estratigráfica y geocronológica de los fragmentos en brechas suevíticas con rocas granítico-metamórficas de las Montañas Maya en el Sur de la Península y batolitos graníticos al Norte del Golfo y propuso las rocas graníticas recuperadas en los pozos UNAM 5 y 7 como posible fuente de los circones detríticos fechados por Krogh (1993). Estos datos complementarios a los estudios paleomagnéticos y tectónicos le permitieron a Vera-Sánchez (2000) inferir un posible comportamiento del mismo basamento para Belice, Yucatán, Florida, Alabama, Georgia y aun para SW de África. Tal basamento pudiese representar parte de un orogeno de tipo colisional, de origen Panafricano (y/o Apalachiano?) del Paleozoico medio, en un intervalo de tiempo entre orogenias Tacónica y Acadiana.

Cobertura sedimentaria. La secuencia de la cobertura sedimentaria a diferencia del basamento se conoce con mayor detalle, y también se reconstruye con base en datos provenientes de los pozos exploratorios en el norte (reportes internos de PEMEX 1950-1960; López-Ramos, 1983; Marshall, 1974; Weidie et al., 1985; Moreno-Hertz, 1988; Hildebrand et al., 1991; Hildebrand, 1993; Meyerhoff et al., 1994; Ward et al., 1995) y algunos afloramientos en el sur de la península. Uno de los posibles miembros de la columna estratigráfica del subsuelo de Yucatán puede ser el Grupo de rocas del Paleozoico, llamado Santa Rosa, de Carbonífero Tardío - Pérmico Tardío. Este grupo de rocas no fue encontrado en el norte de la Península, pero aflora en Guatemala, e incluye conglomerados con presencia de fragmentos de basamento, areniscas y lutitas de diferentes tipos, así como intercalaciones de rocas volcanoclásticas en algunas localidades (Anderson, 1969; Anderson et al., 1973; Roberts e Irving, 1957). Las rocas del Mesozoico en los pozos del norte de la península yacen discordantemente sobre el basamento paleozoico metamorfoseado. Entre las rocas de Jurásico-Cretácico temprano se describen: limolitas y areniscas, escasas gravas y arenas de cuarzo, con intercalaciones de bentonita verde esmeralda y presencia de estratos delgados de caliza dolomítica (López-Ramos, 1975), un paquete volcano-terrigeno-carbonato-evaporítico (VTCE) de facies mixtas, compuesto por lutita oscura, bentonita, limolitas café rojizas, arenisca fina, anhidrita y yeso intersticial, caliza y dolomita (Moreno-Hertz, 1988), lutitas, anhidritas.

dolomitas, cuarzoarenitas grises y rojas (Marshall, 1974). No se conoce la distribución exacta de estos estratos sobre el basamento debido a que no todos los pozos lo alcanzaron. El grosor de las rocas descritas varía entre 4 (Pozo QR-1) y 285 (Pozo Y2) metros (Moreno-Hertz, 1988). Las rocas del Cretácico de la Plataforma Yucatán fueron estudiadas en el Instituto Mexicano de Petróleos (Moreno-Hertz, 1988). Este estudio con análisis de facies entre diferentes pozos ha permitido establecer por lo menos cinco ciclos transgresivo-regresivos basado en la secuencia calcárea-evaporítica y proponer una distribución tridimensional de estas en la plataforma, de un grosor que varía de 2 km en el NE hasta 4 km en el SW de la plataforma y se acuña al sur de la Península. Las potentes calizas del Terciario sobreyacen continuamente las rocas del Mesozoico sobre toda la península, con excepción a las perturbaciones provocadas por el impacto en el extremo septentrional (Figura 2). Según los reportes finales de perforación de PEMEX (Maldonado-Maldonado, 1967) las rocas del Paleoceno (Formación Icaiché) y del Eoceno (Formación Pisté) se componen predominantemente de rocas calcáreas en el occidente y de rocas evaporíticas al oriente de la Península. Las rocas del Oligoceno son representadas por facies calcáreo-margosas y se distinguen por su acuñamiento. En el Mioceno se forma una plataforma de aguas someras de tipo arrecife (Formación Carrillo Prieto). La cobertura no ha sufrido deformación compresiva, como se deduce de la posición horizontal de sus estratos.

## **ESTRUCTURA CHICXULUB**

La estructura de impacto Chicxulub se encuentra en el borde septentrional de la Península de Yucatán, México (N21°20', W89°30'), es marcada por anomalías gravimétricas circulares en el plano horizontal detectadas por los estudios exploratorios de PEMEX a finales de los años setenta (Penfield y Camargo, 1981), representa una cuenca marcada por fallas a 35° hacia el centro y se compone de un conjunto de rocas ígneas cubiertas por diversas brechas de impacto. Los sedimentos post-cretácicos cubren la estructura en su totalidad. Diez años después cuando se revisó el material geológico existente sobre la estructura y se concluyó su origen por impacto basándose en el conjunto de características geofísicas y petrográficas (Hildebrand et al., 1991), y se le dió el nombre del pequeño puerto (Chicxulub) que se localiza cerca del centro de la estructura (Fig. 1).

dolomitas, cuarzoarenitas grises y rojas (Marshall, 1974). No se conoce la distribución exacta de estos estratos sobre el basamento debido a que no todos los pozos lo alcanzaron. El grosor de las rocas descritas varía entre 4 (Pozo QR-1) y 285 (Pozo Y2) metros (Moreno-Hertz, 1988). Las rocas del Cretácico de la Plataforma Yucatán fueron estudiadas en el Instituto Mexicano de Petróleos (Moreno-Hertz, 1988). Este estudio con análisis de facies entre diferentes pozos ha permitido establecer por lo menos cinco ciclos transgresivo-regresivos basado en la secuencia calcárea-evaporítica y proponer una distribución tridimensional de estas en la plataforma, de un grosor que varía de 2 km en el NE hasta 4 km en el SW de la plataforma y se acuña al sur de la Península. Las potentes calizas del Terciario sobreyacen continuamente las rocas del Mesozoico sobre toda la península, con excepción a las perturbaciones provocadas por el impacto en el extremo septentrional (Figura 2). Según los reportes finales de perforación de PEMEX (Maldonado-Maldonado, 1967) las rocas del Paleoceno (Formación Icaiché) y del Eoceno (Formación Pisté) se componen predominantemente de rocas calcáreas en el occidente y de rocas evaporíticas al oriente de la Península. Las rocas del Oligoceno son representadas por facies calcáreo-margosas y se distinguen por su acuñamiento. En el Mioceno se forma una plataforma de aguas someras de tipo arrecife (Formación Carrillo Prieto). La cobertura no ha sufrido deformación compresiva, como se deduce de la posición horizontal de sus estratos.

## **ESTRUCTURA CHICXULUB**

La estructura de impacto Chicxulub se encuentra en el borde septentrional de la Península de Yucatán, México (N21°20', W89°30'), es marcada por anomalías gravimétricas circulares en el plano horizontal detectadas por los estudios exploratorios de PEMEX a finales de los años setenta (Penfield y Camargo, 1981), representa una cuenca marcada por fallas a 35° hacia el centro y se compone de un conjunto de rocas ígneas cubiertas por diversas brechas de impacto. Los sedimentos post-cretácicos cubren la estructura en su totalidad. Diez años después cuando se revisó el material geológico existente sobre la estructura y se concluyó su origen por impacto basándose en el conjunto de características geofísicas y petrográficas (Hildebrand et al., 1991), y se le dió el nombre del pequeño puerto (Chicxulub) que se localiza cerca del centro de la estructura (Fig. 1).

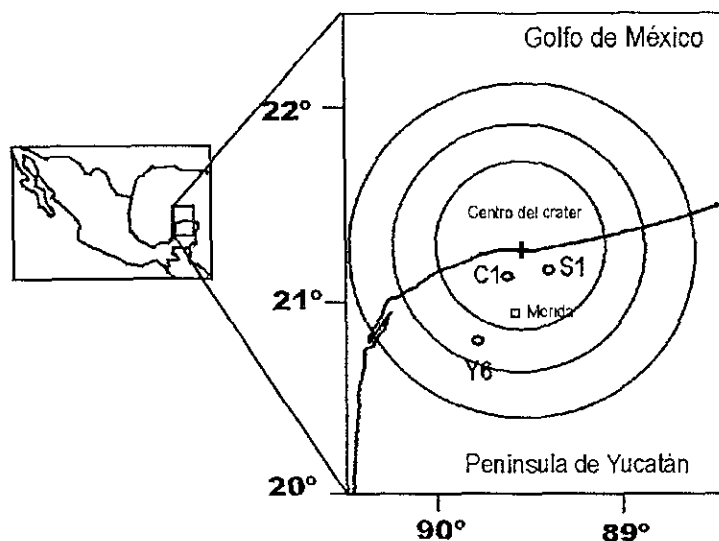


FIGURA 1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ESTRUCTURA CHICXULUB.

LA ESTRUCTURA CHICXULUB COMO FUE MARCADA POR ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS Y UBICACIÓN DE LOS POZOS EXPLORATORIOS DE PEMEX YUCATÁN 6 (Y6), CHICXULUB 1 (C1), SACPUC 1 (S1). (SIMPLIFICADO DE HILDEBRAND ET AL., 1991, FIG. 1).

El origen fue comprobado contundentemente al encontrar rasgos claros del metamorfismo de impacto, tales como cuarzo de impacto, vidrio diapléctico, mosaicismo (Hildebrand, 1991, Sharpton et al., 1992, Quezada-Muñeton, 1992) y polimorfos de alta presión como la coesita y el cuarzo de baja cristalinidad en las brechas suevíticas del cráter (Lounejeva et al., 2000 a y b). Estos hallazgos pusieron fin a las discusiones sobre el origen volcánico de la estructura (Meyerhoff et al., 1994 y referencias).

Diversas interpretaciones de los datos de gravimetría y magnetometría sobre la geometría de la estructura fueron reforzadas con estudios sísmológicos y se estableció que Chicxulub es un cráter multi-anillado en alrededor de 200 km en diámetro, acompañado por un anillo de levantamiento central enterrado en la cuenca terciaria (Morgan et al., 1997, Morgan y Warren, 1999). La protuberancia topográfica del anillo central por encima del nivel de la zona de las terrazas se atribuye a un rápido cesamiento de fluidización debido a un posible colapso del pico central después de la interacción de éste con la cavidad transitoria, a su vez en colapso hacia dentro del cráter.

De acuerdo a los últimos modelos del cráter, para un bólido de 12 a 14 km en diámetro impactado a una velocidad de 15 a 20 km/sec, el cráter transitorio tuvo que ser en alrededor de 100 km en diámetro por 35-40 km de profundidad dinámicos, mientras la excavación máxima en las rocas del blanco no tuvo que rebasar los 12 km de profundidad (Morgan y Warren, 1999). El volumen total del material eyectado durante

el evento de acuerdo a este modelo fue estimado ser entre 50 y 80 mil km<sup>3</sup> con base en relaciones de escala (Melosh, 1989). Alternativamente, un mayor volumen de material eyectado fue estimado entre los 61.6 y 167 mil km<sup>3</sup>, conforme a un cálculo de deficiencia de masa del Cráter Chicxulub a partir de anomalías gravimétricas (Campos-Enriquez et al., 1998). Las estimaciones del volumen del estrato de fusión de unos 3 a 7 km en grosor (Kring, 1995) formado durante el evento varían desde primeras miles a primeras decenas de miles de kilómetros cúbicos (Pilkington, 1994; Campos-Enriquez et al., 1998).

## ESCENARIO DEL IMPACTO

El cuadro geológico permite definir el siguiente escenario del impacto. El bloque de Yucatán se hallaba en su posición actual sumergido en aguas someras de unos 200 m. Abajo del agua se encontraban unos 3000 m de depósitos de plataforma del Mesozoico, compuestos por aproximadamente 35-40% de dolomitas, 25-30 % de calizas, 25-30% de anhidritas y 3-4% de areniscas y lutitas (Ward et al., 1995). Estas, a su vez, cubrían un basamento cristalino metamorfoseado rico en cuarzo.

La combinación de los datos estratigráficos y de los modelos del cráter citados permite calcular en breve que de los 12 km excavados en las rocas del blanco, aproximadamente 25% (3 km) fueron compuestas por sedimentos marinos, de los cuales unos 14% eran los carbonatos y unos 6% sulfatos, y otros 75% por las rocas del basamento rico en cuarzo. Asumiendo un gradiente térmico de 25°/km y gradiente de presión de 1 kbar/km (Wilson, 1989) se puede sugerir que rocas silicatadas con temperaturas de 70 a 250 °C y bajo una presión litostática de hasta 4 kilobares se vieron involucradas en la eyección y en la formación de impactitas de todo tipo.

## MATERIAL DEL ESTUDIO

El estudio mineralógico fue realizado a dos núcleos que se encuentran en resguardo en el Instituto de Geología (UNAM). El núcleo C1N10 proviene del Pozo Chicxulub 1, situado a 20 kilómetros del centro de la estructura dentro del anillo del levantamiento central. El núcleo Y6N19 proviene del Pozo Yucatán 6, situado a 50 km del centro de la estructura hacia el SW, entre el borde del cráter y el anillo del levantamiento central. La ubicación de los Pozos se encuentra en la Figura 1 y las columnas estratigráficas respectivas levantadas con base en datos bibliográficos (Maldonado-Maldonado, 1967; Ward et al., 1995) en la Figura 2. La comparación de las columnas permite observar que ambos núcleos pertenecen a la misma unidad de roca ígnea perforada unos 300 m de profundidad en Chicxulub 1 (núcleos 9 y 10) y unos

el evento de acuerdo a este modelo fue estimado ser entre 50 y 80 mil km<sup>3</sup> con base en relaciones de escala (Melosh, 1989). Alternativamente, un mayor volumen de material eyectado fue estimado entre los 61.6 y 167 mil km<sup>3</sup>, conforme a un cálculo de deficiencia de masa del Cráter Chicxulub a partir de anomalías gravimétricas (Campos-Enriquez et al., 1998). Las estimaciones del volumen del estrato de fusión de unos 3 a 7 km en grosor (Kring, 1995) formado durante el evento varían desde primeras miles a primeras decenas de miles de kilómetros cúbicos (Pilkington, 1994; Campos-Enriquez et al., 1998).

## ESCENARIO DEL IMPACTO

El cuadro geológico permite definir el siguiente escenario del impacto. El bloque de Yucatán se hallaba en su posición actual sumergido en aguas someras de unos 200 m. Abajo del agua se encontraban unos 3000 m de depósitos de plataforma del Mesozoico, compuestos por aproximadamente 35-40% de dolomitas, 25-30 % de calizas, 25-30% de anhidritas y 3-4% de areniscas y lutitas (Ward et al., 1995). Estas, a su vez, cubrían un basamento cristalino metamorfoseado rico en cuarzo.

La combinación de los datos estratigráficos y de los modelos del cráter citados permite calcular en breve que de los 12 km excavados en las rocas del blanco, aproximadamente 25% (3 km) fueron compuestas por sedimentos marinos, de los cuales unos 14% eran los carbonatos y unos 6% sulfatos, y otros 75% por las rocas del basamento rico en cuarzo. Asumiendo un gradiente térmico de 25°/km y gradiente de presión de 1 kbar/km (Wilson, 1989) se puede sugerir que rocas silicatadas con temperaturas de 70 a 250 °C y bajo una presión litostática de hasta 4 kilobares se vieron involucradas en la eyección y en la formación de impactitas de todo tipo.

## MATERIAL DEL ESTUDIO

El estudio mineralógico fue realizado a dos núcleos que se encuentran en resguardo en el Instituto de Geología (UNAM). El núcleo C1N10 proviene del Pozo Chicxulub 1, situado a 20 kilómetros del centro de la estructura dentro del anillo del levantamiento central. El núcleo Y6N19 proviene del Pozo Yucatán 6, situado a 50 km del centro de la estructura hacia el SW, entre el borde del cráter y el anillo del levantamiento central. La ubicación de los Pozos se encuentra en la Figura 1 y las columnas estratigráficas respectivas levantadas con base en datos bibliográficos (Maldonado-Maldonado, 1967; Ward et al., 1995) en la Figura 2. La comparación de las columnas permite observar que ambos núcleos pertenecen a la misma unidad de roca ígnea perforada unos 300 m de profundidad en Chicxulub 1 (núcleos 9 y 10) y unos

386 m en Yucatán 6 (núcleos 16-21) sin alcanzar el basamento, y se ubican cada una 120 m abajo del contacto con las brechas sobreyacentes.

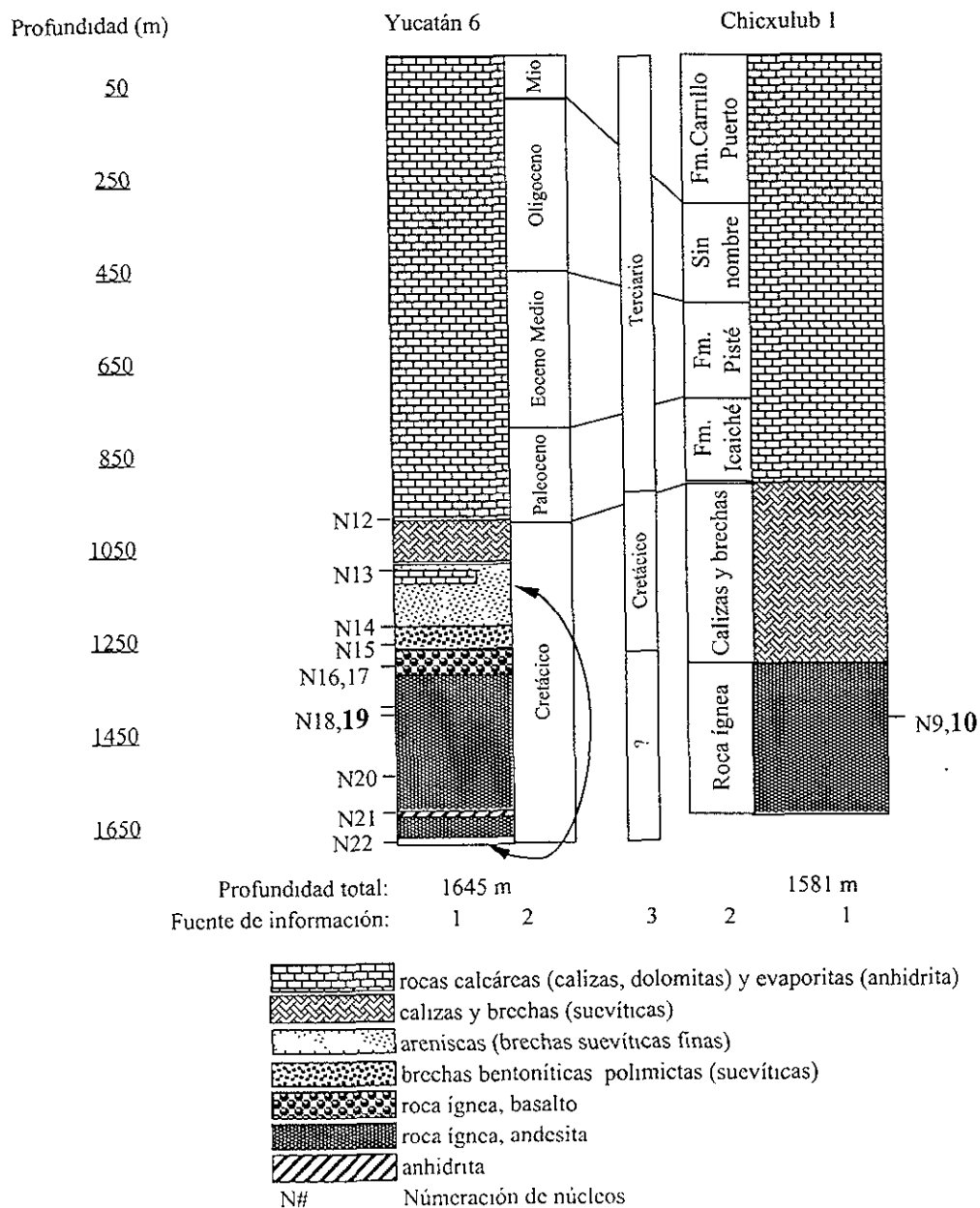


Figura 2 Columnas estratigráficas de los pozos Chicxulub-1 y Yucatan-6 compiladas con base en datos bibliográficos 1- Reportes semanales de perforación de PEMEX, 2- Maldonado-Maldonado, 1967; 3- Ward et al., 1995



El núcleo C1N10 pertenece al intervalo 1393-1394 m de profundidad respecto a la superficie y está representado por un solo tramo de 12 cm de largo y 2 " de diámetro. El núcleo Y6N19 pertenece al intervalo 1377-1379.5 m y consiste de varios fragmentos de 3" de ancho máximo. Dentro de la unidad de roca ígnea se registran intercalaciones de caliza y de bentonita, además de la anhidrita con bentonita perforada en el Pozo Y6 debajo de la roca ígnea para la cual se propone su relación con el paquete de brechas sobreyacentes (Maldonado-Maldonado, 1967). El paquete sobreyacente de brechas bentoníticas con intercalaciones de calizas con fauna de Cretácico y Jurásico de unos 365 y 259 m en grosor respectivamente (Maldonado-Maldonado, 1967), actualmente es interpretado en términos de paquete de brechas suevíticas de punta (*fall back suevite breccia*), de las cuales proviene la mayoría de evidencias de origen por impacto de la estructura (Hildebrand et al., 1991; Sharpton et al., 1992; Quezada-Muñeton, 1992).

Ambos núcleos –C1N10 y Y6N19- fueron descritos como unidad de roca ígnea de un color verde claro u oscuro, o gris verdoso y clasificadas como andesita (Gaspar-Quezada, 1966). Cabe mencionar que en el Pozo Yucatán 6 los primeros 50 m (1256-1305 m) de la roca ígnea inmediatamente por debajo del contacto con las brechas inicialmente fueron registrados como basalto de un color oscuro, negro o café rojizo, con abundantes cavernas con cristales de calcita y cuarzo (Maldonado-Maldonado, 1967).

Posteriormente la unidad fue interpretada como roca de fusión por impacto (*impact melt rock*), clasificando el material proveniente del Pozo Chicxulub 1 (muestras de núcleos C1N9 y C1N10) como roca de fusión pobre en clastos, y el material proveniente del Pozo Yucatán 6 (muestras de núcleos Y6N17 y Y6N19) como brecha con matriz de fusión rica en clastos (Hildebrand et al., 1991; Cedillo et al., 1994; Shuraytz et al., 1994).

El núcleo C1N10 se encuentra inmediatamente por debajo del núcleo C1N9 clasificado como roca vítrea de fusión (*glassy melt rock*), compuesto principalmente por una mezcla de grano fino entre plagioclasa no alterada y feldespato de potasio, con escasa anhidrita reemplazando el cuarzo, interpretado como indicio de alteración secundaria (Swisher et al., 1992).

La muestra C1N10 se describe como una roca completamente cristalina, constituida principalmente por piroxeno en cristales de hasta 70 micras de largo y plagioclasa en cristales de hasta 200 micras de diversa morfología (cola de golondrina, tabulares, aciculares), feldespato alcalino y cuarzo, además de los minerales accesorios magnetita, ilmenita, epidota, titanita, pirita, apatita, y calcopirita, así como los alumosilicatos hidratados ricos en hierro y magnesio. Esta breve descripción mineralógica normalmente es acompañada por una serie de análisis puntuales de los constituyentes mayores, indicando que el piroxeno

es representado por augita, mientras los feldespatos varían notoriamente en su composición. La composición de elementos mayores de esta roca resultó ser cercana al promedio de la corteza continental y similar a la de una andesita o dacita (Hildebrand et al., 1991; Swisher et al., 1992).

La brecha de fusión ha cobrado atención debido a su mayor complejidad, pero también debido a una mayor cantidad del material disponible. Diferentes descripciones (Hildebrand et al., 1993; Cedillo et al., 1994 a y b; Shuraytz et al., 1994) registran una matriz compuesta por una asociación de piroxeno y plagioclasa que coexiste con vidrio y minerales opacos. Esta matriz engloba fragmentos de 1 a 11 cm del basamento ígneo-metamórfico, xenocristales de cuarzo, plagioclasa y agregados de anhidrita. Entre los clastos del basamento se especifican abundantes fragmentos graníticos y de gneises graníticos y se mencionan los esquistos cuarzo-micáceos, metacuarcitas y algunas milonitas (Sharpton et al., 1992; Quezada-Muñetón, 1992). En los xenocristales de cuarzo se reportan rasgos planos de deformación típicos de cuarzo de impacto.

De acuerdo a estas descripciones y conforme a la última propuesta de clasificación y nomenclatura de rocas metamorfoseadas por impacto (Stöffler y Grieve, 1996) el núcleo C1N10 en adelante se refiere en términos de una roca masiva holocristalina de fusión de impacto (*holocrystalline impact melt*) y al núcleo Y6N19 en términos de brecha de fusión por impacto con clastos (*clastbearing impact melt breccia*).

## MÉTODOS DE ESTUDIO

Como primer paso de trabajo se realizó una descripción macroscópica de cada núcleo en general.

De dos fragmentos de unos 2 cm de alto cada uno de la muestra C1N10 se elaboraron 16 láminas delgadas pulidas para estudios petrográficos y de catodoluminiscencia y una sección pulida para el estudio de minerales opacos. Unas esquirlas pequeñas de la muestra fueron seleccionadas al azar para difracción de rayos X.

La muestra Y6N19 fue inspeccionada para seleccionar fragmentos que representan diferentes facetas de la roca: con clastos de basamento de diferente tamaño y naturaleza, con diferente grado de alteración de matriz, etc. La imagen de cada uno de los fragmentos seleccionados fue digitalizada para poder reconocer y relacionar posteriormente los rasgos macroscópicos y microscópicos. Finalmente se elaboraron 7 láminas delgadas de 2x3" y 5 láminas de una pulgada para el análisis petrográfico. Un fragmento de 200 g fue seleccionado para la separación de minerales y estudios de rayos X.

Los estudios petrográficos se basaron en la mineralogía y petrografía óptica de rocas ígneas y metamórficas bajo un microscopio petrográfico de polarización (Deer et al., 1985; Shelley, 1993; Bard, 1985; Bowes, 1989), así como en análisis comparativo con una colección de G. Sánchez Rubio de láminas delgadas del cráter Ries y trabajos petrográficos publicados sobre las impactitas en otros cráteres de impacto (Stöffler, 1971; Carstens, 1975; Reimold et al., 1994; Koeberl et al., 1996; Bell et al., 1996; French y Short, 1968; Engelhardt, 1990; Short y Gold, 1996). Para la roca holocristalina de fusión por impacto adicionalmente fue realizado un cálculo modal de minerales constituyentes de acuerdo con la metodología convencional de conteo de puntos descrita, por ejemplo, por Hutchison (1974). Los estudios petrográficos fueron reforzados por observaciones de catodoluminiscencia utilizando el luminoscopio modelo ELM-3R, 13-18 kV, 0.5 A, 25-50% de enfoque y películas de 400 y 1600 ASA con 60-120 y 10-20 sec de exposición respectivamente, siguiendo la metodología presentada por Marshall (1985).

La separación de algunas fases minerales fue realizada para estudiar la naturaleza de las fases de sílice petrográficamente indistinguibles, y concentrar algunas posibles fases pesadas dispersas en la muestra, como minerales opacos o anhidrita. La separación se llevó a cabo sobre el contenido de las mallas 40, 60, 80, 100 y 150 y siguiendo el procedimiento de separación magnética con el separador Frantz, así como por medio de líquido pesado usando politungstato de sodio (Macías, 1992 y referencias), además de algunas separaciones manuales bajo microscopio estereoscópico. La densidad deseada del líquido pesado se obtenía según el cálculo de proporción entre el líquido pesado y el solvente, en este caso el agua desionizada (Hutchison, 1974).

La difracción de rayos X fue realizada sobre polvos de muestras enteras y de algunas fracciones separadas, y directamente sobre algunas láminas delgadas pulidas, con el equipo SIEMENS D5000. Las condiciones de la toma del registro normalmente fueron las siguientes: radiación Cu K $\alpha$ ,  $\lambda = 1.5406 \text{ \AA}$ , velocidad 0.2°/min, intervalo angular: 4–70°, rotación 15 rev/min. Los difractogramas fueron suavizados y corregidos por ruido de fondo. Los difractogramas fueron comparadas con los patrones internacionales de ASTM.

Los análisis químicos puntuales fueron realizados sobre 5 láminas de la muestra C1N10 y 4 de Y6N19. Los minerales representativos especialmente los minerales que componen diferentes microtexturas, selección representativa de fases opacas, los minerales secundarios y algunos minerales accesorios para cada roca fueron seleccionados para análisis. Así mismo fueron analizados granos sueltos de las fases separadas. De todos los análisis realizados fueron seleccionados aquellos para los que la suma antes de normar se encontraba entre 95 y 105% o con base en el valor de  $\varphi^2$  comparable con este

mismo para el estándar de referencia internacional. Los análisis puntuales se realizaron utilizando un equipo de energía dispersa de rayos X (EDX) unido al microscopio electrónico de barrido (MEB) marca JEOL del Instituto de Geología siguiendo las instrucciones del manual redactado por Reyes y Martiny (1992), y procesando los espectros utilizando el software tipo ZAR del equipo computarizado marca TRACOR. Algunos análisis complementarios fueron realizados en un equipo de EDX semejante del Instituto Mexicano del Petróleo y un equipo de microsonda con longitud de onda (WDS) del Museo de Historia Natural de Berlín, Alemania.

## RESULTADOS

A continuación se encuentran los resultados más relevantes del estudio mineralógico realizado. La descripción petrográfica, las observaciones de catodoluminiscencia, los análisis selectos de difracción de rayos X y de composición química, seguidos por material gráfico complementario al texto, se presentan por separado para cada una de las facies estudiadas.

### MINERALOGÍA DE LA ROCA HOLOCRISTALINA DE FUSIÓN POR IMPACTO (NÚCLEO C1N10).

#### Petrografía

**Aspecto macroscópico** (Fig. 3 A, B). La muestra C1N10 se define como una roca de aspecto masivo, color gris verdoso, afanítica, con esporádicas (<10 %vol.) manchas alrededor de 1 mm color crema, densa, se rompe con dificultad con el martillo dejando fractura irregular y de aristas agudas.

**Inspección de láminas delgadas.** La textura general de la roca se define como felsítica, y se refiere a textura microlítica con matriz de grano fino. Los microlitos, en un arreglo de poco orden, son formados por feldespatos de ambas series y clinopiroxeno, siendo la mesostasis ocupada por una masa esferulítica de composición félsica. Las áreas que interrumpen este cuadro general y difieren en su arreglo de microlitos fueron consideradas como texturas parciales. Entre éstas se distinguen agregados de microfenocristales y texturas de intercrecimiento de cuarzo con plagioclasa.

**Texturas parciales.** Los agregados de microfenocristales, o bien, glomerofenocristales, son de formas ovaladas y de tamaño semejante entre sí (1-3 mm) y se componen de cristales corto-prismáticos de 10 a 40 micras en tamaño, notoriamente menor que los fenocristales en el resto de la roca. Existen agregados monominerales compuestos por plagioclasa con maclado polisintético o simple (Fig. 3E), y agregados biminerales compuestos por plagioclasa y augita (Fig. 3C, D, G). En ocasiones cristales anhedrales de hasta 50 micras de feldespato alcalino forman parte del agregado. La textura de intercrecimiento de cuarzo con plagioclasa, ambos en formas irregulares, o bien, texturas glomeroporfídica, aparecen como manchas de bordes no definidos de hasta 2 mm en tamaño (Fig. 3F, G). Estas últimas al igual que los agregados de microfenocristales corresponden a las manchas color crema a macroescala (Fig. 3B).

**La mesostasis.** La masa esferulítica de composición félsica se encuentra desarrollada en forma de abanicos con cristales aciculares de hasta 200 micras agrupados alrededor de los cristales esqueléticos de plagioclasa (Fig. 3H).

**Los microlitos.** Tres grupos morfológicos de microlitos de plagioclasa fueron distinguidos en la roca: cristales subhedrales tabulares de tamaño promedio de 600 x 400 micras, carentes de maclado, con bordes nítidos o astillados (Fig.3I); cristales subhedrales prismáticos alargados hasta 500 micras, en muchas ocasiones con vesículas y acabados por formas esqueléticas; cristales esqueléticos en forma de agujas (hasta 1200 x 50 micras en tamaño), colas de golondrina (Fig. 3G) o fundas cuadrangulares, formadas estas últimas por las caras pinacoidales y huecas por dentro (Fig. 3L). Algunos de los cristales de plagioclasa posee extinción centripeta, correspondiente al zoneamiento interior normal (Ca en el centro, Na en la periferia), algunos presentan extinción invertida y otros cuantos una extinción variable: normal en el borde e invertida en el núcleo. La extinción ondulante fue observada en algunos cristales. El feldespato alcalino se encuentra en forma de fenocristales subhedrales, prismáticos alargados (1000x 300 micras). Entre éstos a su vez se distinguen cristales con o sin maclado Carlsbad (Fig. 3C). Tres grupos morfológicos de clinopiroxeno se encuentran en la roca. Al primer grupo (tipo A) pertenecen cristales tabulares (Fig. 3G) o esqueléticos en forma de agujas o fundas (Fig. 3H), ligeramente pleocróicos de verde pastel muy pálido a verde pino más oscuro, color de interferencia hasta azul índigo de segundo orden (alto comparado con el tipo B). El maclado simple no es raro, a veces con costuras curvilíneas. Algunos de éstos se delimitan por diminutos cristales de minerales opacos, principalmente magnetita, quedando a veces solamente hileras de esta última en lugar de piroxeno (Fig. 3I). Al segundo grupo de clinopiroxeno (tipo B) fueron asignados los cristales relativamente grandes (hasta 1 mm) tabulares prismáticos y anhedrales formando a veces texturas poiquilíticas con plagioclasa subhedral. Este clinopiroxeno tiene un relieve alto, es ligeramente pleocroico, muestra colores de interferencia bajos (amarillo - pardo de primer orden), frecuentemente con fracturas subparalelas, casi libre de opacos. A un tercer grupo de clinopiroxeno (tipo C) pertenecen los fenocristales prismáticos de menor tamaño (10-40 micras) los cuales forman parte de agregados de microfenocristales (Fig. 3C, D) considerados adelante como texturas parciales. Sin embargo, todas las formas de clinopiroxeno corresponden en sus características ópticas a la serie de la augita.

El cuarzo forma cristales anhedrales (hasta 100x50 micras) separados o en agregados policristalinos, limpios o con inclusiones fluidas, los cuales se encuentran en determinadas áreas de la matriz, específicamente entre los abanicos de cristales aciculares.

El cuarzo, al igual que los feldespatos y el clinopiroxeno, es uno de los mayores constituyentes de la roca y se encuentra en tres formas distintas: en cristales anhedrales en textura de intercrecimiento con

plagioclasa, en cristales anhedrales separados o en agregados y, probablemente, en cristales aciculares en masa esferulítica.

**Minerales accesorios y secundarios.** La apatita forma cristales bipiramidales (<50 micras), especialmente notorios en catodoluminiscencia (Fig. 4B). De los minerales secundarios la albita y la epidota son los más abundantes. La albita tiene una amplia distribución principalmente como producto de alteración de la plagioclasa (Fig. 4C). La epidota, sin embargo, está presente en tres formas diferentes: 1) cristales únicos euhedrales poligonales (de hasta 400 micras) con bordes nítidos, relieve y colores de interferencia altos (rojo de segundo orden) (Fig. 3I, J); 2) cristales en forma de moños y cuñas (hasta 300 micras) con colores de interferencia azul-amarillo anómalos, separados o en agregados, y 3) agregados de aspecto grumoso relleno de cristales de plagioclasa tipo funda (Fig. 3K) o dispersos en el volumen de la roca (Fig. 3L). Los minerales opacos constituyen un porcentaje bajo (<5%) de la roca. El mineral opaco principal es la magnetita que forma cristales tanto euhedrales, como subhedrales y anhedrales (Fig. 3M), encontrándose cristales anhedrales únicos de pirita, calcopirita y bornita (Fig. 3N). La hematita con o sin exsoluciones de probable magnetita forma diminutos cristales bipiramidales (<50 micras), dispersos en la matriz (Fig. 3O, P), o se presenta en cristales prismáticos asociados a la magnetita, piroxeno y clorita (Fig. 3M). La titanita fue identificada en combinación con los estudios de microsonda en masas irregulares anhedrales en la matriz y dentro de la plagioclasa tipo funda. La clorita se presenta en característicos abanicos de cristales aciculares y se encuentra en asociación con óxidos de hierro y clinopiroxeno. La calcita reviste los pocos poros presentes.

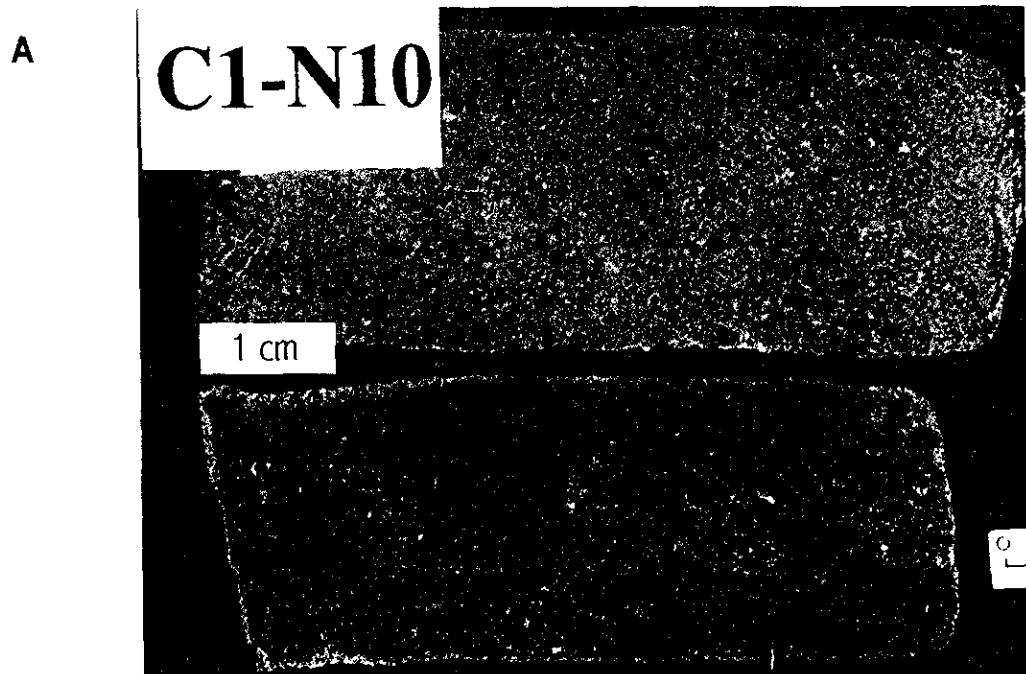


FIGURA 3. PETROGRAFÍA DE LA ROCA HOLOCRISTALINA DE FUSIÓN (NÚCLEO C1N10).

A, Muestra de mano C1N10, Pozo Chicxulub 1, núcleo 10, intervalo 1393-1394 m.

B, Imagen de una lámina delgada (número II); se aprecian las texturas parciales, tanto de agregados de cristales cortoprismáticos de plagioclasa y de augita (centro izquierda) y de plagioclasa pura (arriba izquierda), así como formadas por cuarzo intercrecido con plagioclasa rica en calcio (arriba derecha, arriba centro), al lado SW del agregado se ve un área de color pardo más sucio formado por una masa esferulítica bien desarrollada, ancho del campo visual 2 cm aproximadamente



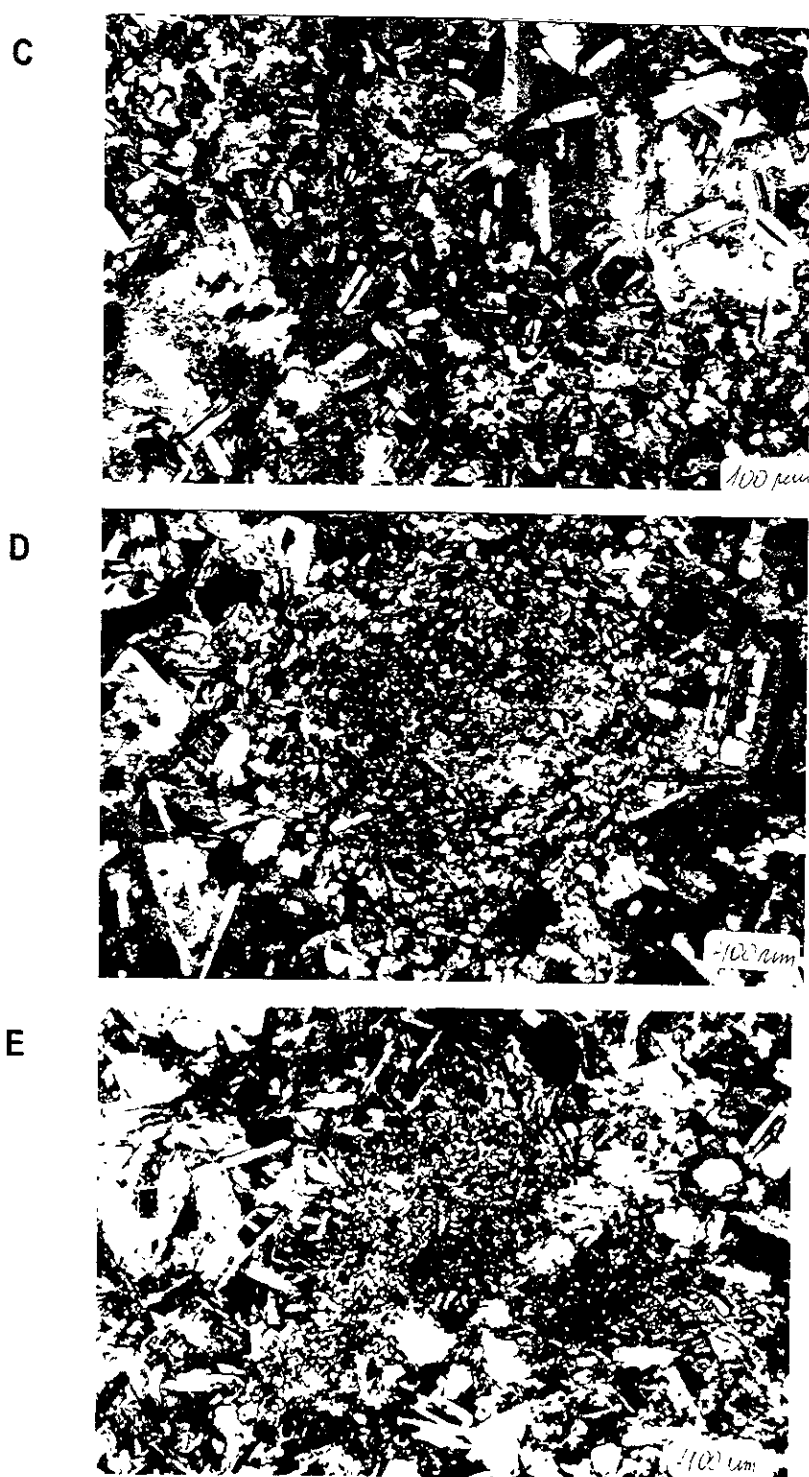
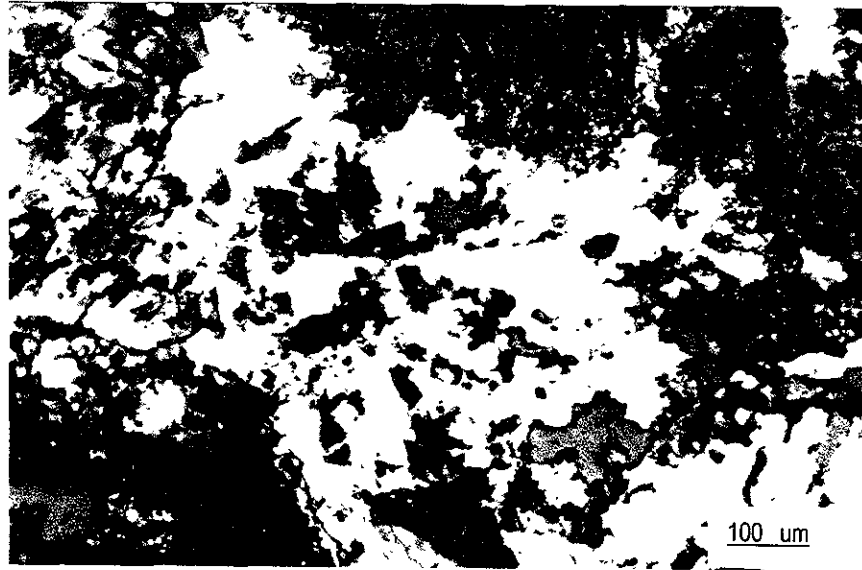


Figura 3.

- C-E, FOTOMicrografías de agregados diversos de microfenocristales (nicos cruzados)  
 C, agregado compuesto por feldspatos exclusivamente  
 D, agregado compuesto de feldspato en el centro y clinopiroxeno en la periferia  
 E, agregado compuesto de cristales prismáticos alargados de plagioclasa

F



G

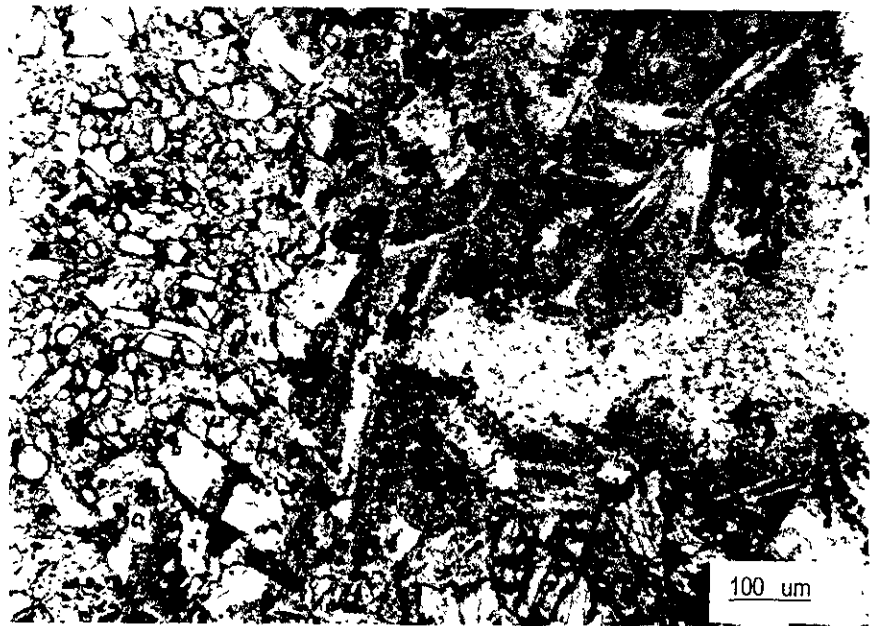


FIGURA 3.

F, fotomicrografía de un ejemplo de textura de intercrecimiento de cuarzo con plagioclasa rica en calcio; nicoles cruzados, el cuarzo aparece extinguido.

G, fotomicrografía en la que se aprecian: textura de intercrecimiento de cuarzo con plagioclasa (mancha clara a la derecha), un agregado de microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno (izquierda), algunos fenocristales esqueléticos de plagioclasa acabados en cola de golondrina y algunos fenocristales de augita, todo rodeado por la mesostasis esferulítica de un color pardo sucio.

H

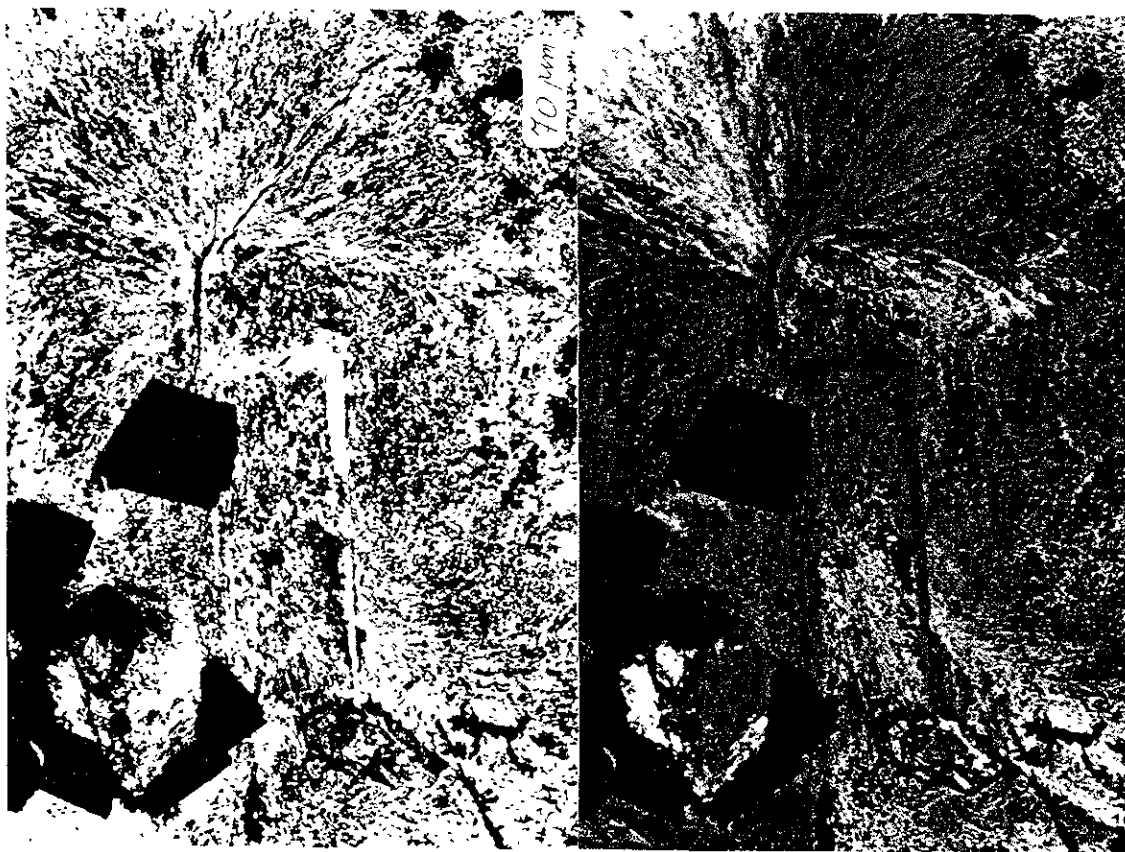


FIGURA 3.

H, fotomicrografía de la mesostasis de la roca formada por cristales aciculares de composición félsica rodeando un cristal esquelético de plagioclasa, también se observan un cristal euhedral de magnetita en el centro y dos cristales esqueléticos tipo funda de clinopiroxeno en la parte inferior, el más grande de estos dos está parcialmente sustituido por la magnetita; la fotografía a la derecha: nicoles cruzados más la placa de yeso.

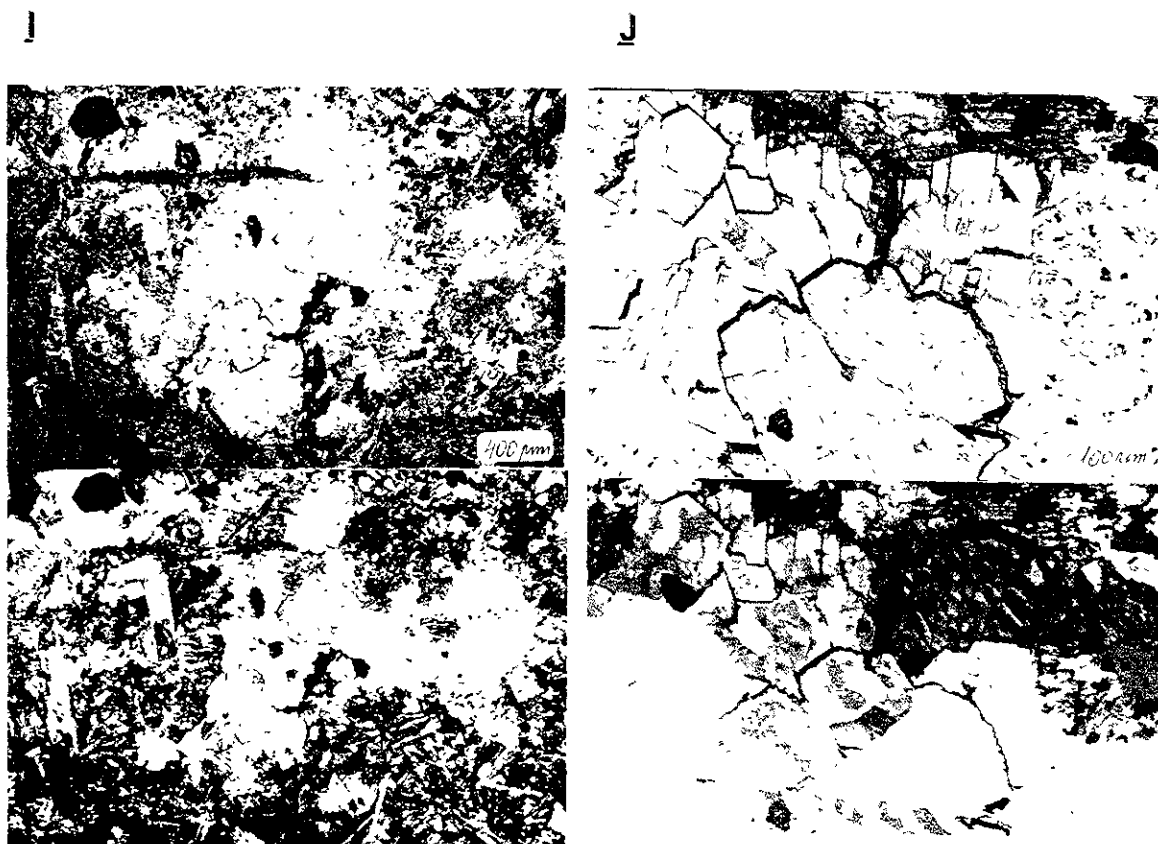


FIGURA 3.

I-L, LAS TRES FORMAS DE EPIDOTA EN LA ROCA DE FUSIÓN (las fotografías de abajo: nicoles cruzados):

I, fotomicrografía de una parte de la roca de fusión en la cual se observan varios cristales de epidota empotrados en un cristal tabular de anortita, rodeado a su vez por un área amplia de textura de intercrecimiento de plagioclasa con cuarzo; el conjunto atraviesa una sombra-aguja de augita completamente sustituida por diminutos cristales de magnetita.

J, acercamiento del mismo área de la foto I con un ángulo de rotación de  $90^\circ$ . Entre los cristales de la epidota se distinguen cristales euhedrales con relieve alto y colores de interferencia de segundo orden. En el centro de uno de estos cristales (J, la esquina izquierda superior) se puede observar textura anillada o zonas del crecimiento. También se observa un cristal de epidota en forma de moño con colores de interferencia amarillo-azul anómalos ubicado entre los cristales euhedrales.

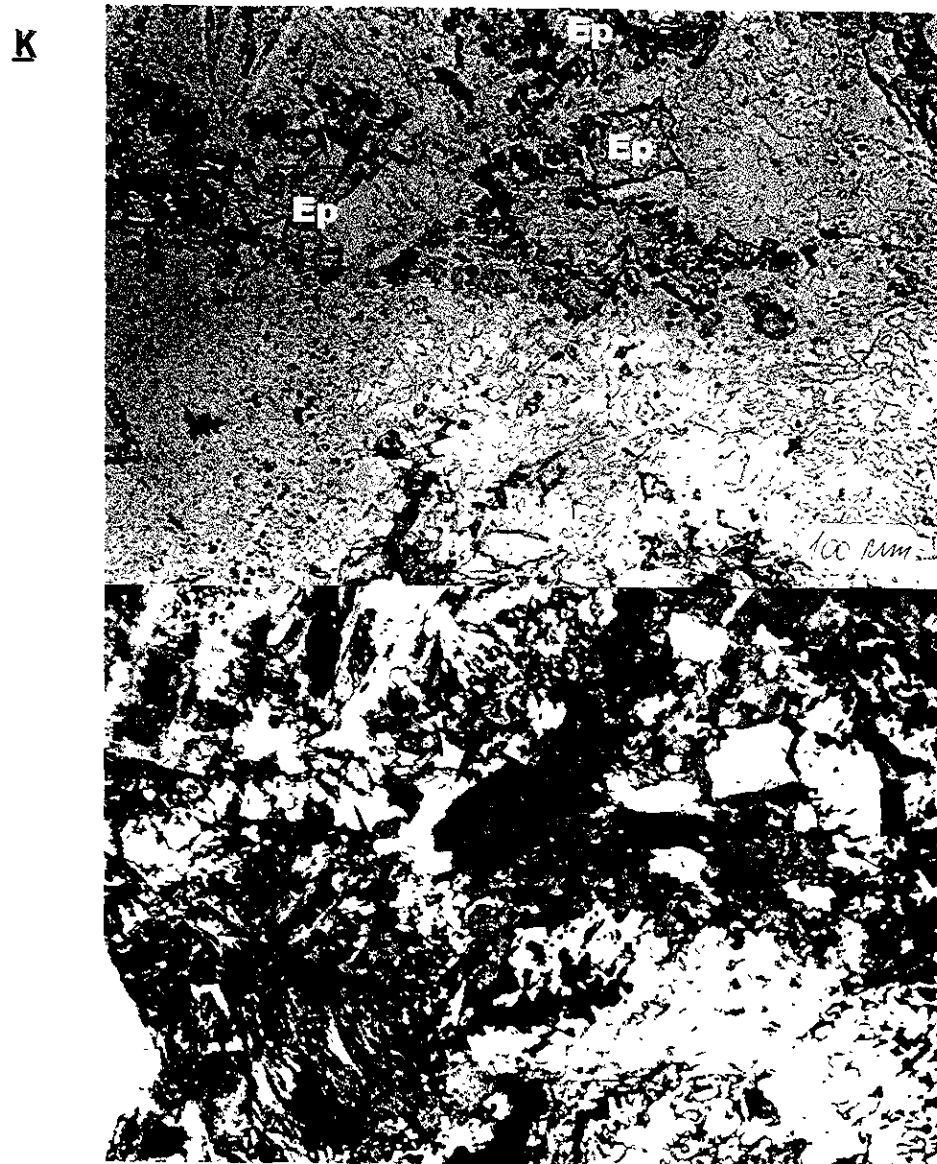


FIGURA 3.

I-L, LAS TRES FORMAS DE EPIDOTA EN LA ROCA DE FUSIÓN (las fotografías de abajo: nicoles cruzados):

K, fotomicrografía en la que aparecen partes separadas de un cristal subhedral de epidota secundaria con típicos colores de interferencia azul-amarillo anómalos; la mayor parte del área fotografiada está ocupada por textura parcial compuesta por cuarzo con plagioclasa y la mesostasis formada por cristales aciculares curvilíneos, a la izquierda superior del centro se observa un conjunto de cruces y V-s formados por cristales bipyramidales de la hematita.

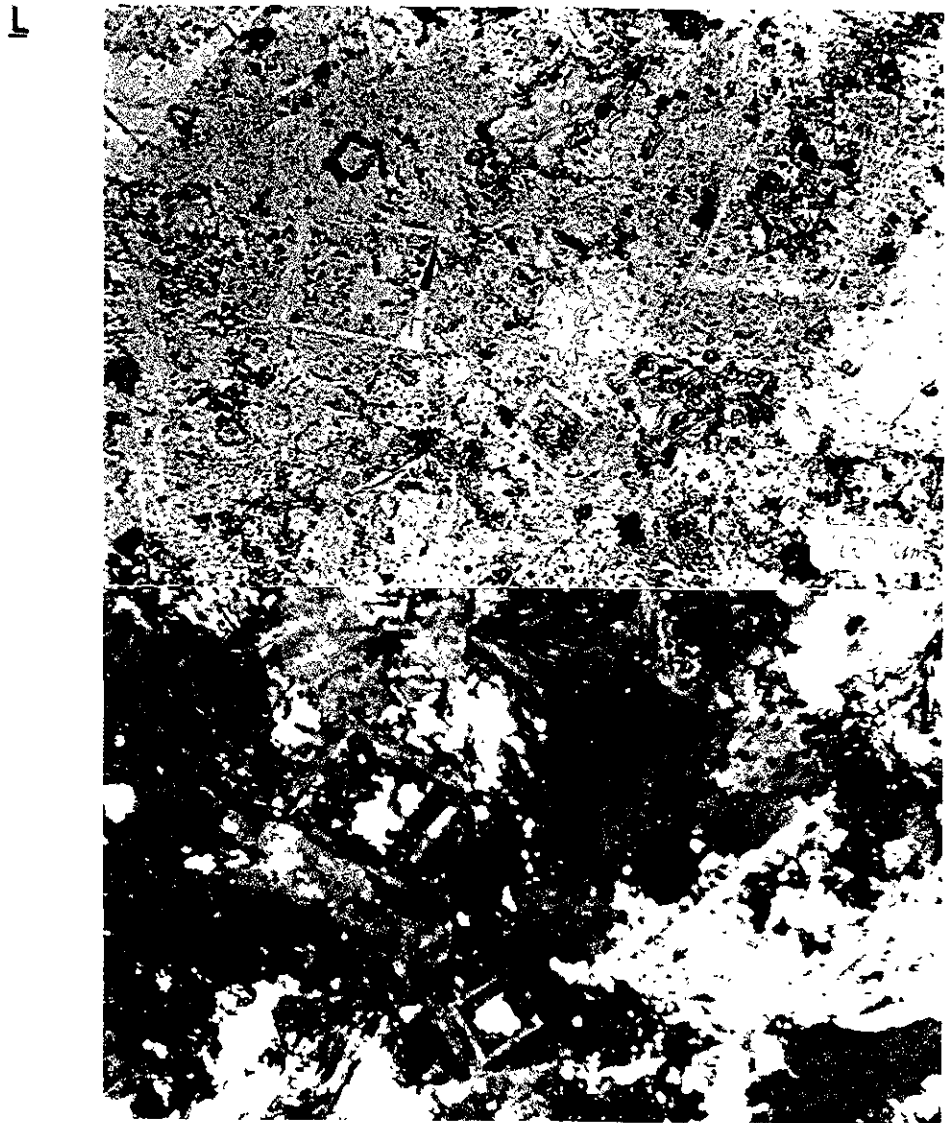


FIGURA 3.

I-L, LAS TRES FORMAS DE EPIDOTA EN LA ROCA DE FUSIÓN (las fotografías de abajo: nicoles cruzados).

L, fotomicrografía en la que se aprecian varios cristales tipo funda de plagioclasa rellenos por epidota secundaria anhidrat; así mismo se ven varios grumos brillantes en la mesostasis.

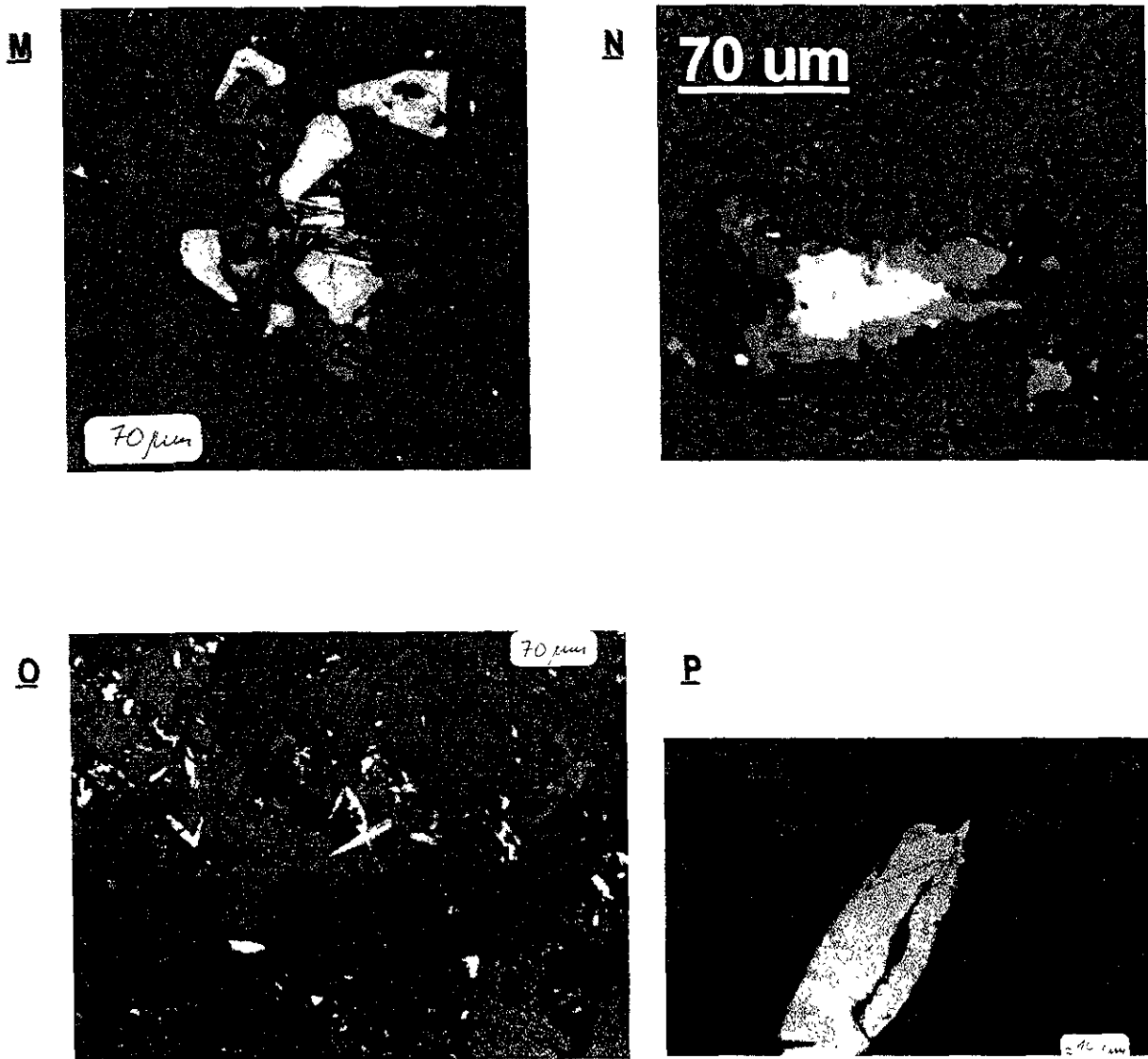


FIGURA 3.

M-Q: FOTOMICROFRAGÍAS DE MINERALES OPACOS DE LA ROCA (luz reflejada):

M, cristales esqueléticos en forma de aguja de la hematita agrupados subparalelamente (centro) y cristales subhedrales de magnetita (alrededor del centro); tanto la hematita como la magnetita en este caso se encuentran asociados con un cristal esquelético de augita estirado del SE al NW.

N, un cristal anhedral de calcopirita (amarillo en el centro) alterado por los bordes por la bornita (color lavanda).

O, fotomicrografía en la que se aprecian cristales bipiramidales de la hematita.

P, acercamiento a uno de los cristales de hematita con exsolución curvilínea de otro mineral, probablemente magnetita o ilmenita.

### Catodoluminiscencia

Algunos aspectos de la catodoluminiscencia (CL) de la roca holocristalina de fusión se muestran en la Figura 4 y se resumen en la Tabla 1. La CL ha resultado el único método que permitió visualizar la distribución de los componentes mineralógicos principales de las masas esferulíticas. Estas observaciones indican que la textura esferulítica alrededor de los cristales esqueléticos de plagioclasa está formada por cristales aciculares de sílice (Fig. 4D) o de la misma plagioclasa (Fig. 4E), mientras el feldespato alcalino forma un halo exterior de abanicos de los cristales aciculares (Fig. 4 A, B). Así mismo la apatita fue tentativamente identificada en diminutos cristales alargados de <50 micras color amarillo azafrán y fue visualizada su distribución en torno a texturas esferulíticas (Fig. 4B).

TABLA 1. COLORES DE CATODOLUMINISCENCIA EN LA ROCA DE FUSIÓN (MUESTRA C1N10) DEL CRÁTER CHICXULUB, MÉXICO

MINERAL	COLOR DE CATODOLUMINISCENCIA	DESCRIPCIÓN BREVE
CUARZO	ROSA VINO	CRISTALES ACICULARES DE LA MATRIZ (FIG. 4B)
	ROJO CARMÍN	AGREGADOS DE CRISTALES ANHEDRALES (FIG. 4B)
	ROJO SANGRIENTO PERCEPTIBLE SOLAMENTE CON UN HAZ DE MAYOR ENERGÍA (20 kV)	INTERCRECIDO CON PLAGIOCLASA
PLAGIOCLASA	VERDE AMARILLENTO PISTACHE	FENOCRISTALES Y CRISTALES ACICULARES EN LA MATRIZ (FIG. 4B, E)
	NO LUMINISCENTE	INTERCRECIDA CON CUARZO
FELDESPATO POTÁSICO	AZUL CELESTE	EN CRISTALES ACICULARES Y EN AGREGADOS DE MICROFENOCRISTALES EN LA MESOSTASIS (FIG. 4 A-E)
FELDESPATO SÓDICO	PARDO ROJIZO	SOBRE PLAGIOCLASA (FIG. 4C, E)
APATITA	AMARILLO AZAFRAN	CRISTALES BIPIRAMIDALES ALARGADOS (FIG. 4B)
CALCITA	ROJO ANARANJADO	EN POROS
PIROXENO, EPIDOTA, TITANITA, OPACOS	NO LUMINISCENTE	



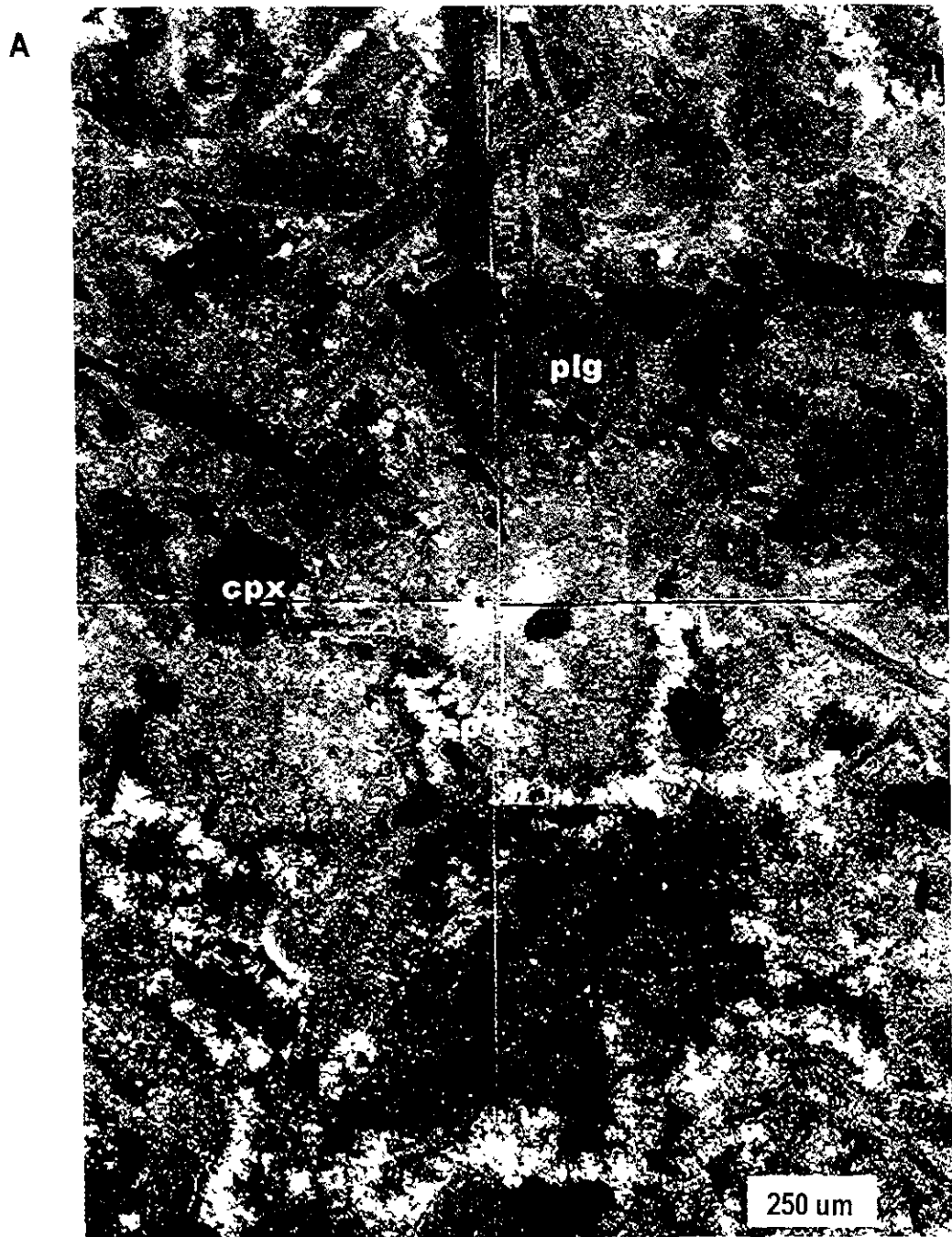


FIGURA 4. CATODOLUMINISCENCIA DE LA ROCA DE FUSIÓN (NÚCLEO C1N10)

Las condiciones de las tomas de fotografías fueron ya indicadas en el capítulo de Metodología.

A, Mosaico fotográfico, en el cual se ve especialmente bien la composición mineralógica y distribución de minerales en la roca de fusión: los microlitos de diversa morfología de plagioclasa (plg) iluminada en verde amarillento y de clinopiroxeno (cpx) no luminiscente son rodeados por la mesostasis compuesta por cuarzo (CL rosa vino), plagioclasa (CL verde amarillenta) y feldespato de potasio (azul celeste), así como las chispas de calcita (CL naranjada) y apatita (CL amarilla).

**B**

Figura 4.

B, Fotomicrografía de un área de la roca de fusión, donde la mesostasis principalmente se compone de cuarzo (Q, CL rosa vino) y feldespato alcalino (Fsp, CL azul celeste); también se aprecian algunos cristales de plagioclasa (CL verde pistache), cristales anhedrales de cuarzo (CL rojo carmin) y chispas de apatita (CL amarillo) en el centro, los cristales de clinopiroxeno (CPx) y de magnetita (Mt) no son luminiscentes. Foto de arriba: luz polarizada.



FIGURA 4.

C, fotomicrografía de una parte de la roca de fusión donde especialmente bien se aprecian (arriba del centro) los microlitos de plagioclasa cálcica (CL verde pistache) alterados por albita secundaria (CL pardo rojizo); además, se aprecian diferentes dominios de la mesostasis formada por cristales aciculares de cuarzo (CL rosa vino) y feldespato potásico (CL azul celeste) y por plagioclasa (CL verde pistache) y cuarzo (CL rija carmín) anhedrales (centro) Foto de arriba: luz polarizada

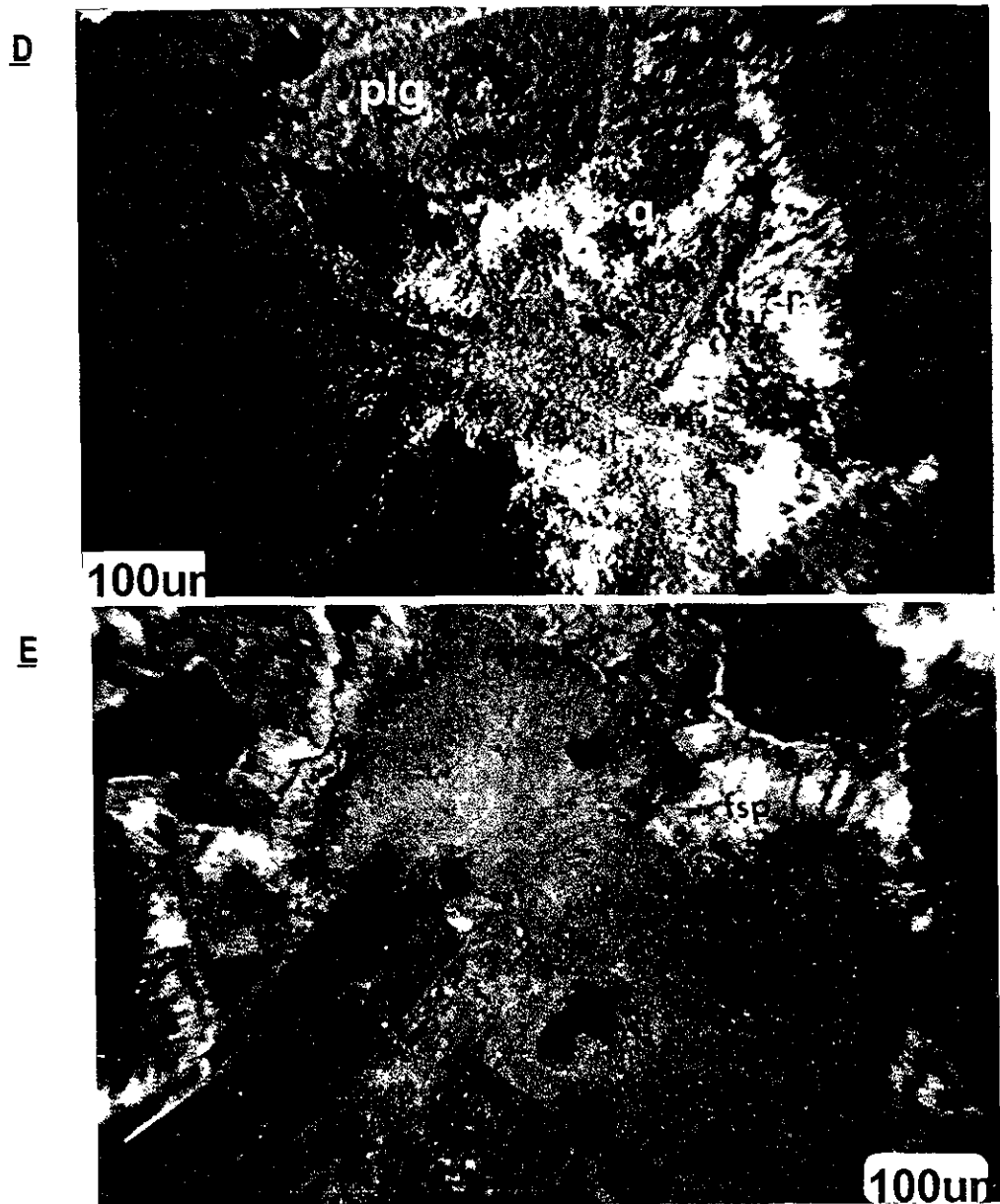


FIGURA 4.

D-E, FOTOMICROGRAFIAS DE LOS DETALLES DE LA MESOSTASIS:

D – la mesostasis principalmente compuesta por cuarzo (q, CL roja) y felespato potásico (fsp, CL azul celeste); plg – plagioclasa

E – parte de la mesostasis compuesta por oligoclasa (CL verde pistache), además de cuarzo (CL roja) y felespato potásico (fsp, CL azul celeste), desarrollada alrededor de un cristal de plagioclasa cálcica (CL verde pistache), alterado por albita secundaria (ab, CL parda rojiza).

### **Difracción de rayos x**

Se analizaron los difractogramas de cuatro muestras de polvo y de 14 láminas delgadas pulidas de la muestra C1N10, así como de la fracción ligera compuesta principalmente por feldespatos y minerales de sílice, obtenida por separación magnética seguida por separación en líquido pesado con una densidad de 2.4 g/cm<sup>3</sup>. Uno de los principales objetivos de separación de la fracción ligera, era identificar posibles formas de sílice presentes, sin embargo, no se encontró alguna otra forma de sílice más que el cuarzo. Desde el punto de vista de difracción de rayos X todo el material resultó ser bastante homogéneo. Las fases principales identificadas son cuarzo, plagioclasas altas, feldespato alcalino y augita. Un difractograma representativo se muestra en la Figura 5.

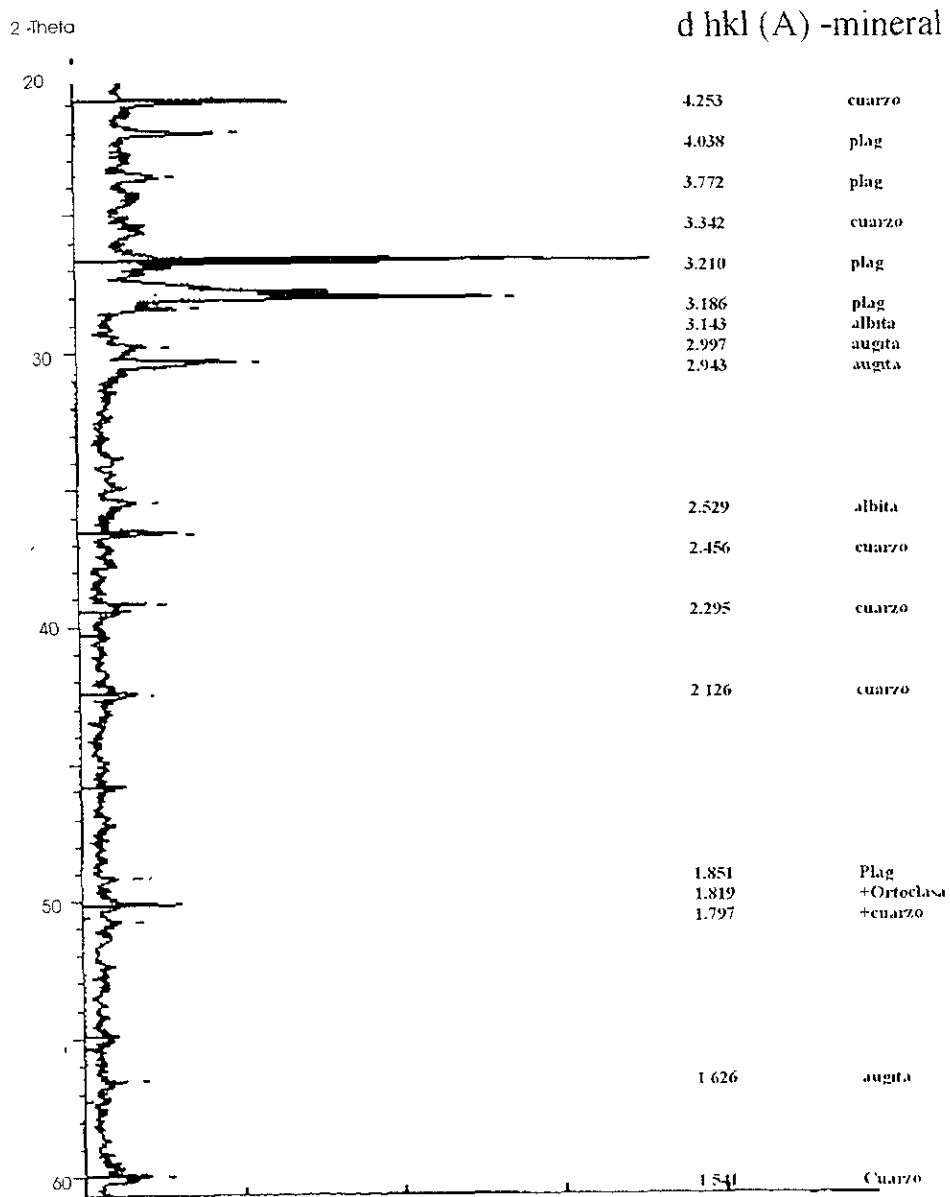


FIGURA 5. DIFRACTOGRAMA DE ROCA ENTERA DEL NÚCLEO C1N10.

### Microanálisis químico semicuantitativo

Los resultados del microanálisis químico semicuantitativo puntual con energía dispersa de rayos X de la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 se presentan en el Apéndice 2 así como en los diagramas triangulares (Fig. 6) y se resumen a continuación. El cálculo de número de cationes en la fórmula fue realizado según los algoritmos de Deer y colaboradores (1982). Entre paréntesis se indica el número o letra correspondiente al grupo morfológico determinado en las tablas del Apéndice 2.

**Constituyentes mayores.** La composición de los feldespatos (Fig. 6 A, Ap.2, pág. 1-5/18) varía en función de la morfología y puede ser agrupada de la siguiente manera. La plagioclasa intercrecida con cuarzo (1) de formas irregulares ha resultado ser esencialmente cálcica con alto contenido de potasio (hasta Or<sub>9</sub>). Los cristales tabulares (2) bien desarrollados de plagioclasa, en ocasiones asociados a la epidota euhedral, también son ricos en Ca y varían desde anortita hasta labradorita. Los cristales esqueléticos (3) así como fenocristales tabulares acabados en formas esqueléticas varían en su composición desde labradorita hasta oligoclasa y en ocasiones presentan composición no-estequiométrica (análisis 634, V-B-14). En algunos de estos cristales con extinción centrífuga fue encontrado un zoneamiento químico inverso, correspondiendo el centro de cristal a una andesina con alto contenido de potasio (Or<sub>8</sub>) (análisis 631), mientras la periferia está compuesta por una labradorita con contenido de potasio bajo (Or<sub>2</sub>) (análisis 632). Las masas de cristales aciculares de la mesostasis se componen de cuarzo en los núcleos y de feldespato potásico en las áreas periféricas de los abanicos, acorde con las observaciones de CL. Sin embargo, en algunas ocasiones, las masas esferulíticas (4) se componen de plagioclasa sódica (andesina – oligoclasa), con un enriquecimiento en Ca (labradorita) y K (Or<sub>9</sub>) en la cercanía de los cristales de piroxeno (análisis 605). La albita (5) se encuentra en la roca sustituyendo a la plagioclasa y forma el cemento de los agregados microcristalinos de minerales corto-prismáticos. Los agregados de microfenocristales (1A) analizados se componen de labradorita. Los fenocristales alargados de feldespato alcalino (3A) con maclado Carlsbad resultaron ser más ricos en potasio (Or<sub>57-92</sub>) que en sodio (Ab<sub>7-41</sub>) con una pequeña proporción de calcio (An<sub>2-6</sub>).

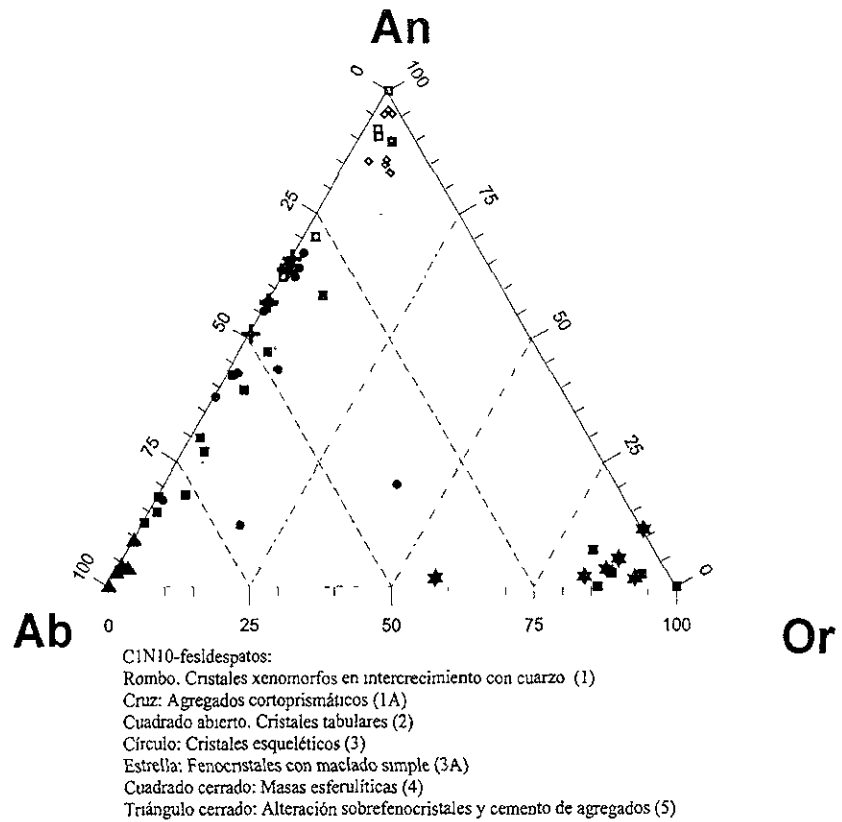
El piroxeno es normalmente de composición augítica, rico en calcio (Fig. 6 B, pág. 6-7/18;). Se pueden distinguir claramente dos grupos de piroxenos de los cuales uno es más rico en Mg, Si, Al y Na y más pobre en Ca y regularmente está representado por los cristales esqueléticos y tabulares (A). El otro grupo de cristales tabulares de mayor tamaño (B) es excepcionalmente rico en calcio (Wo>50), mientras

que el hierro en ambos grupos varía en función de la suma de Ca y Mg. Los fenocristales corto-prismáticos en agregados (C) son poco distinguibles de los cristales tipo A.

**Minerales accesorios y secundarios.** La fase opaca principal es la magnetita (pág. 17/18) rica en titanio (5% en peso de  $TiO_2$  en promedio) y ocasionalmente en Al (1.36% en peso de  $Al_2O_3$ ) o en Mn (1.28% en peso de MnO). Los diminutos cristales rómbicos (<50 micras) en la matriz inicialmente inferidos como ilmenita resultaron carecer de Ti, por lo tanto, en conjunto con las características ópticas en luz reflejada se consideraron como hematita. La epidota (pág. 8-10/18) presenta una gran variación en componente ferrosa (la pistachita,  $Ps_{26-50}$ ) respecto a aluminio. Los cristales euhedrales de la epidota (1) se caracterizan por un centro relativamente pobre en Fe ( $Ps_{>26}$ ) y rico en Al respecto al borde ( $Al/Fe > 3.0$ ) y los cristales en forma de cuñas y moños (2). Las formaciones grumosas (3) presentan composición variada y al parecer dependiente de su ubicación ( $Al/Fe = 1.4-2.6$ ). Así, las alteraciones sobre plagioclasa y clinopiroxeno son más ricas en hierro que las formaciones grumosas en masas esferulíticas (19 vs 11% en peso de  $Fe_2O_3$  respectivamente). La clorita (pág. 11/18) en agregados de cristales aciculares presenta alta variación de hierro (30-47% en peso de FeO) en relación inversa con magnesio. La titanita (pág. 12/18) anedral diseminada en la matriz es rica en aluminio (hasta 9% en peso de  $Al_2O_3$ ) y hierro (hasta 4% en peso de FeO) y puede ser considerada como grotita. La ilmenita, además rica en manganeso, fue registrada en una sola ocasión (pág. 18/18) formando un núcleo xenomorfo en la titanita.



A.



B.

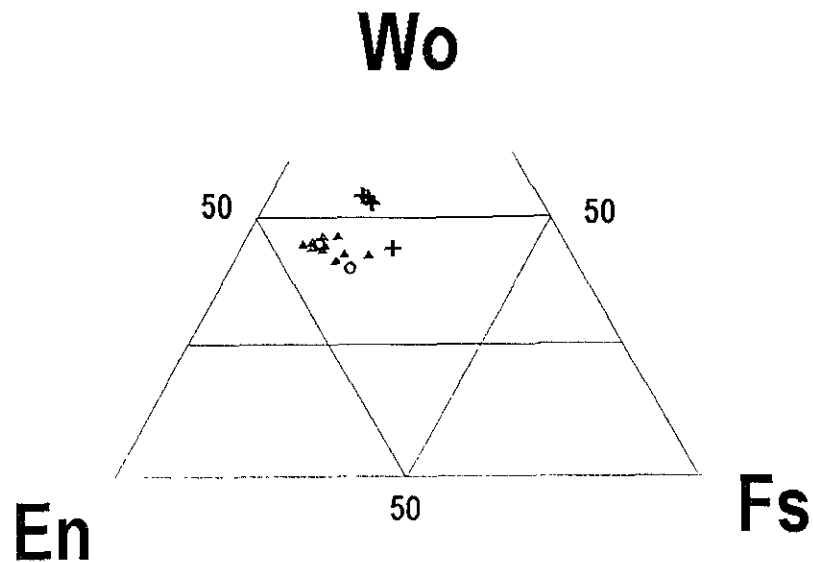


FIGURA 6. DIAGRAMA OR-AN-AB PARA LOS FELDESPATOS (ARRIBA) Y WO-EN-FS PARA LOS PIROXENOS (ABAJO) DE LA ROCA HOLOCRISTALINA DE FUSION (NUCLEO C1N10).

## MINERALOGÍA DE LA BRECHA DE FUSIÓN POR IMPACTO CON CLASTOS (NÚCLEO Y6N19).

### Petrografía

**Aspecto macroscópico** (Fig. 7 A, B). El núcleo Y6N19, de naturaleza heterogénea tipo brecha, se rompe con dificultad, dejando fractura irregular y aristas afiladas. Los clastos se encuentran empotrados en una densa y dura matriz, que ocupa hasta 70-85% de volumen, combinada por dominios irregulares relativamente porosos de matiz verde claro y dominios poco porosos en forma de vetillas de color verde olivo oscuro. Estas últimas no mantienen su grosor, se presentan en forma masiva, se estrechan formando bahías y reniformes laterales, desapareciendo a corta distancia. Los dominios más claros parecen tener mayor porosidad y diferentes patrones de fracturas, variando su color desde azul grisáceo hasta verde pistache, y desde amarillo anaranjado hasta un color vino. Algunas áreas de la matriz son de color pardo y presentan un patrón de fracturas finas circulares tipo perlítico (Fig. 7F). El tamaño de los clastos varía enormemente de fracciones de milímetro hasta unos 10 centímetros, siendo todas sus formas de contornos suavizados. Algunos clastos de mayor tamaño de texturas granulares aparecen delineados por una zona de contacto, caracterizada por un cambio del tono de la matriz (Fig. 7C-F), mientras que en otros clastos, por lo regular más pequeños, la frontera es nítida. Es necesario notar que la roca es atravesada por varias generaciones de vetillas secundarias de cuarzo y de anhidrita de un grosor máximo de 3 mm, sobre el paso de las cuales se han formado nudos de los mismos y algunos otros minerales secundarios. En ocasiones, el paso de estas vetillas es marcado por un halo en la matriz de mineralización secundaria color vino.

**Inspección de láminas delgadas.** Aspecto microscópico general de la brecha se encuentra en la figura 7G.

**Matriz.** La matriz (hasta un 85% vol.) se compone principalmente de cristales prismáticos de piroxeno y de feldespato (2-5 x 15-30 micras) cementados por la mesostasis (Fig. 7H-J). En la mesostasis varían los siguientes parámetros:

- El color o tono general (de pardo a gris)
- Grado de cristalinidad (vítreo, criptocristalino, recristalizado y/o devitrificado)
- Abundancia de los cristales de magnetita (0-10% vol.), los cuales varían de 2 a 15 micras en tamaño y en ocasiones llegan a formar agregados de hasta 50-100 micras
- Relación entre la cantidad de microlitos y la mesostasis: los tonos más oscuros (a percepción visual) corresponden a una mayor cantidad de microlitos por unidad de área

- Grado de hematización penetrante en la mesostasis y especialmente en halos alrededor de vetillas de cuarzo y/o anhidrita

Estas variaciones, por separado o en combinación, son responsables de los cambios de matriz fácilmente identificables a escala macro.

**Clastos.** La población de los clastos puede ser dividida en fragmentos líticos y fragmentos monominerales con o sin coronas de reacción.

Los fragmentos líticos normalmente varían de algunos milímetros hasta unos 2 centímetros. Los fragmentos graníticos realmente predominan entre los fragmentos líticos encontrándose algunos con textura granofídica. Los fragmentos derivados de gneisses se infieren en fragmentos con lineamientos marcados por material opaco. La composición más máfica se infiere en aquellos fragmentos donde se encuentran presentes remanentes de clinopiroxeno y ortopiroxeno en ocasiones alineados subparalelamente. Característica notable de algunos clastos líticos es la presencia intragranular de anhidrita que forma agregados de cristales prismáticos. Los fragmentos monominerales presentan el mayor grado de disgregación entre los fragmentos líticos siendo los xenocristales de cuarzo los más abundantes, además de feldespatos y cristales únicos de ortopiroxeno y de hornblenda. Algunos de los xenoclastos monominerales presentan textura policristalina. Entre éstos se encuentran los de contornos irregulares suavizados de composición silícica en mosaico, los de contornos suavizados compuestos por anhidrita prismática y los de contornos irregulares de composición félsica en textura esferulítica.

Tanto en fragmentos líticos como en xenocristales se observan los siguientes rasgos típicos de metamorfismo de impacto de diferente grado, como son las transformaciones diaplécticas (ver Apéndice 2) de las cuales fueron identificadas:

- Fracturas planas y rasgos planos de deformación (RPD) en cuarzo (Fig. 7L, M); los RPD en la mayoría de los casos pueden clasificarse como decorados, o bien, trazados por pequeñas inclusiones; carecen de nitidez y se desarrollan en pequeños dominios que cubren el grano afectado en forma de parches. Estos rasgos en algunas ocasiones son acompañados por un índice de refracción más bajo de lo común
- Vidrio diapléctico en forma de parches en algunos cristales de cuarzo (Fig. 7K)
- Maskelinita, que es vidrio diapléctico de feldespato
- Deformaciones plásticas de deslizamiento que marcan fronteras de las maclas polisintéticas en cristales de feldespatos (Fig. 7T)

- Oscurecimiento de cuarzo y feldespato hasta obtener un tono pardusco (cuarzo o feldespato tostado) (Fig. 7R, S)
- Textura en mosaico de algunos fragmentos de composición silícica (Fig. 7V)

Y los rasgos de fusión parcial y selectiva a consecuencia del mismo metamorfismo de impacto, entre los cuales se identificaron:

- Textura de colador (*sieve* o *checkboard texture*) formada por dominios cristalinos y amorfos, propagándose estos últimos sobre los planos de crucero. Este tipo de textura se presenta en feldespato y menos frecuente en anhidrita. Cabe hacer notar que la respuesta óptica entre dominios cristalinos remanentes de feldespato es continua (Fig. 7X)
- Texturas de devitrificación formadas por cristales esqueléticos (aciculares o fibrosos) o por una masa criptocristalina o policristalina (Fig. 7Q, Z). Estas texturas normalmente son de composición félsica y se presenta en halos alrededor de cristales remanentes (Fig. 7Q, R-T), pero especialmente en fragmentos con textura granofídica (Fig. 7Y), donde en ocasiones llega ocupar la mayor parte del fragmento. En algunas ocasiones fueron observados fragmentos con textura conocida bajo el término inglés *ghost*, formada por diminutos cristales aciculares de plagioclasa flotando en un medio criptocristalino. El nombre de la textura se debe a la casi completa desaparición del fragmento en luz plana pero perceptible en nicoles cruzados
- Vidrio preservado con típicos rasgos de fluidez presente tanto en algunos de los fragmentos como en forma de dominios irregulares en la matriz (Fig. 7U, V, Z)
- Textura "*ballen*" que se entiende como una red de fracturas finas tipo perlíticas. Esta textura tiene lugar en fragmentos de cuarzo con respuesta óptica discontinua semejante a un agregado policristalino con dominios angulosos, o en forma de cuñas de diferente tamaño o en dominios sin forma alguna. Cabe notar que la respuesta óptica es continua entre los subdominios divididos por fracturas ("*subballen*") (Fig. 7V)
- Remanentes de minerales máficos rodeados o completamente sustituidos por minerales opacos (Fig. 7W)

Una de las características distintivas de la brecha es la presencia de coronas de reacción (Fig. 7K, M-Q, U). Las coronas varían mucho en su presentación. Se desarrollan tanto alrededor de cristales preexistentes, como alrededor de algunos centros donde el mineral que ha servido como centro de la nueva cristalización quedó prácticamente consumido. Los cristales preexistentes, preferencialmente el cuarzo (con o sin RPD) o feldespato (normalmente fibroso), son de contornos redondeados. Las coronas

más completas incluyen la asociación de cristales prismáticos alargados de anhidrita, cristales cortoprismáticos de clinopiroxeno y algunos minerales opacos (magnetita y ocasionalmente pirita) menores de 20 micras en su tamaño. El tamaño de cristales de los cristales de piroxeno o de anhidrita varía de 20 a 100 micras, y son siempre de mayor tamaño respecto a los cristales que forman la matriz. Las áreas fronterizas - entre el núcleo y la corona, así como entre la corona y la matriz- varían bastante en su anchura y, de ser amplias, se componen de material pardo criptocristalino, en ocasiones, fibroso.

**Minerales accesorios y secundarios.** La apatita en forma de cristales bipiramidales subhedrales se encuentra dispersa en la matriz de la brecha y en cristales alargados, aun de menor tamaño, en fragmentos líticos. La magnetita forma cristales euhedrales y subhedrales de hasta 20 micras en tamaño, así como agregados de los mismos de hasta 100 micras. La mineralización secundaria incluye la hematita en la mesostasis de la matriz; clorita y calcedonia en cristales aciculares formando masas globulares dentro y alrededor de los fragmentos líticos; cuarzo, anhidrita y, en mucho menor proporción, yeso en vetillas más gruesas; anhidrita en poros pequeños alargados y alineados paralelamente en diferentes direcciones; calcita, anhidrita, dolomita, hematita, pirita, además de otros hidróxidos de hierro (posiblemente limonita) principalmente en costras alrededor de los clastos y otros espacios porosos. La dolomita, la anhidrita y la calcita fueron tentativamente identificados con base en observaciones de catodoluminiscencia. Se observa que el cuarzo en algunas de las vetillas más gruesas reviste las paredes de la fractura, mientras los sulfatos ocupan parte central de la misma; en otras vetillas se pueden observar los intervalos del cuarzo y de la anhidrita alternándose; y en otras cuantas la relación textural entre la sílice y los sulfatos es más caótica, sobre todo en las áreas donde la vetilla se dobla cambiando de dirección.

De tal manera, la anhidrita está presente en la roca en formas distintas: en cristales prismáticos en coronas de reacción, en agregados de cristales prismáticos en la matriz y en fragmentos del basamento, y, por último, en agregados de cristales idiomórficos junto con calcedonia en vetillas y poros.

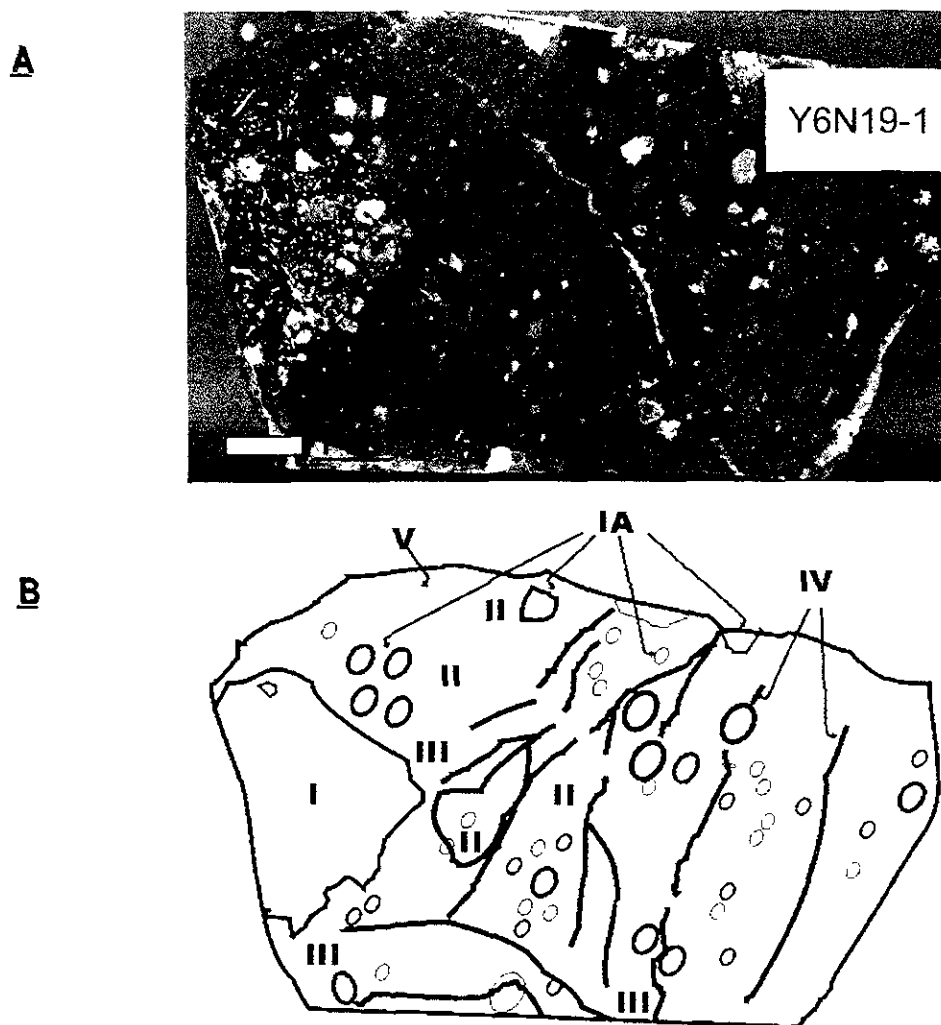


FIGURA 7. PETROGRAFÍA DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).

A, muestra de mano del núcleo Y6N19 (parte 1), barra de escala es de 1 cm;

B, esquema de la misma:

I – clasto de basamento compuesto principalmente por granos gruesos de cuarzo y feldespato con textura en mosaico separados por canales con textura microfelsítica con indicios de cloritización;

IA – xenoclastos de cuarzo y o feldespato de basamento y poros revestidos por anhidrita y calcedonia;

II - áreas de la matriz de tonos más claros (verde pistache) más afectada por alteraciones secundarias, de mayor porosidad;

III- áreas de la matriz de tono más oscuro (verde olivo botella), de mayor densidad;

IV- primera generación de fracturas marcadas por la mineralización secundaria de cuarzo y por un halo de la hematita,

V – segunda generación de fracturas rellenas por cuarzo y anhidrita

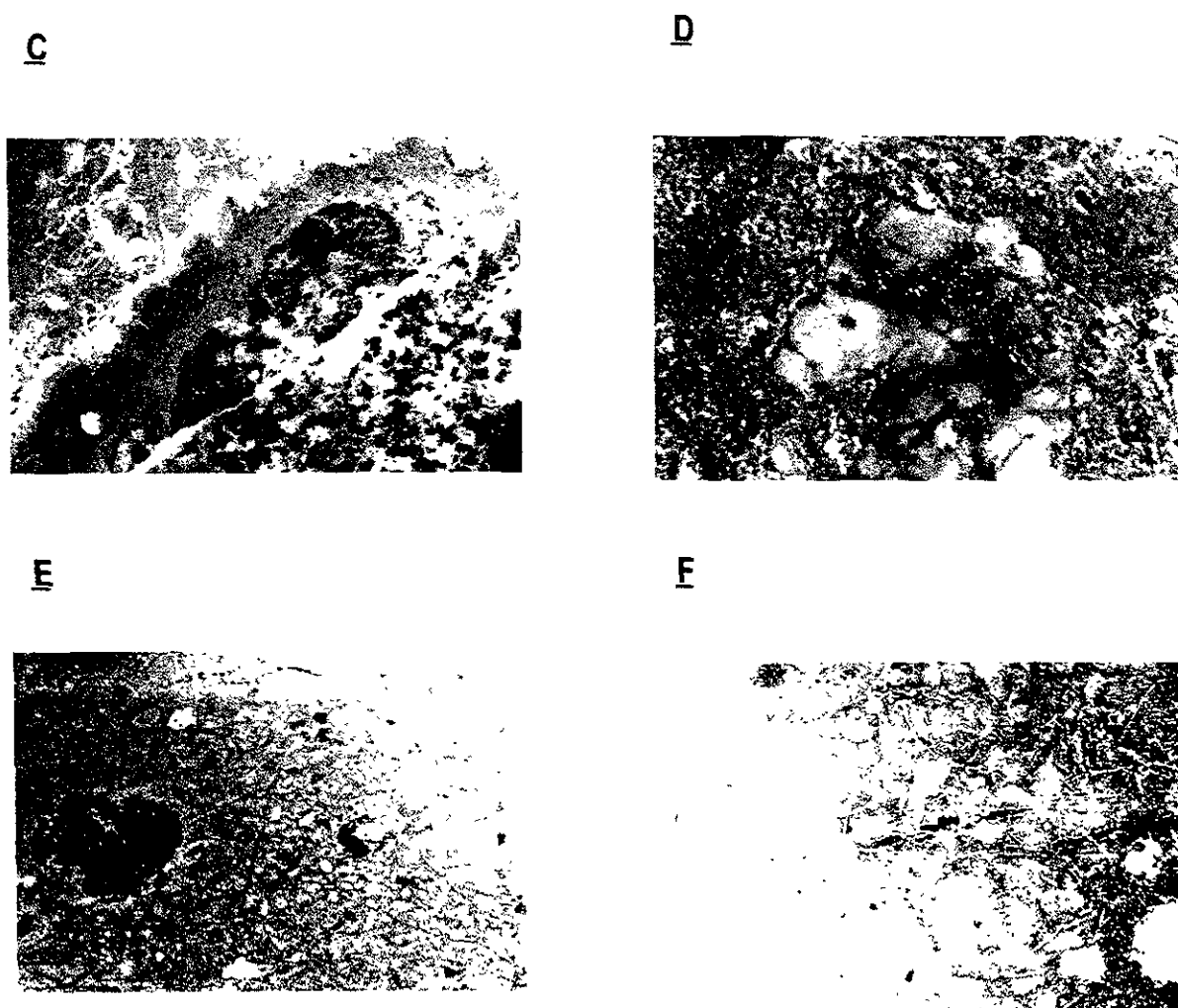


FIGURA 7.

C-F, FOTOGRAFÍAS DE ALGUNOS FRAGMENTOS LÍTICOS EN LA BRECHA DE FUSIÓN CON CLASTOS (NÚCLEO Y6N19):  
 C - un fragmento con textura de granitoide y una zona de contacto dentro de la matriz atravesado por una vena de anhidrita, (ver también la figura 7W para detalles microscópicos y figura 8G para catodoluminiscencia); campo de visión aprox. 2 cm.

D, un fragmento granítico rodeado por una costra de minerales secundarios, principalmente de clorita; campo de visión aprox. 2 cm.

E, un fragmento derivado de roca ferromagnesianiana, empotrado en la matriz con fracturas semejantes a las perlíticas, campo de visión aprox. 3 cm.

F, un área de la matriz con una textura sobrepuesta de fracturas circulares semejantes a las perlíticas, campo de visión aprox. 1.5 cm.

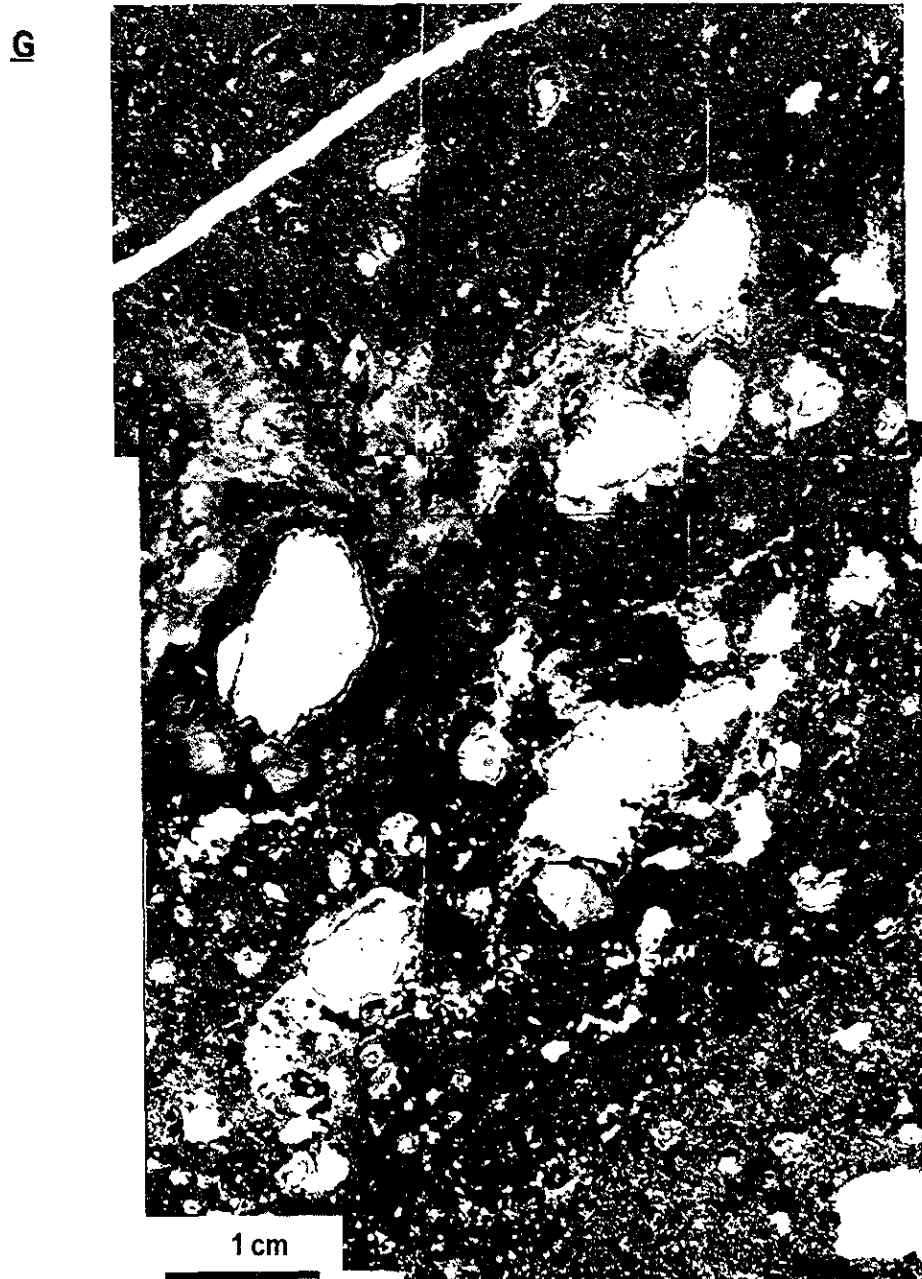


FIGURA 7

G, MOSAICO FOTOMICROGRÁFICO EN EL QUE SE PUEDE VER TEXTURA GENERAL DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19):

Clastos de naturaleza diversa empotrados en una matriz heterogénea de grano muy fino; entre los clastos félsicos se distinguen: agregados de sílice (de mayor tamaño) con/sin textura en mosaico y cristales simples de cuarzo con/sin coronas; en la matriz se aprecian dominios de color pardo de formas irregulares correspondientes a xenoclastos de felespatos fundidos pero no asimilados por la fusión; también se observan dominios de color verde botella oscuro y verde azulado más claro, separados por una frontera difusa (parte derecha inferior de la foto), correspondientes a variaciones de material opaco en la matriz (ver también la Figura 7H), luz plana polarizada.



H

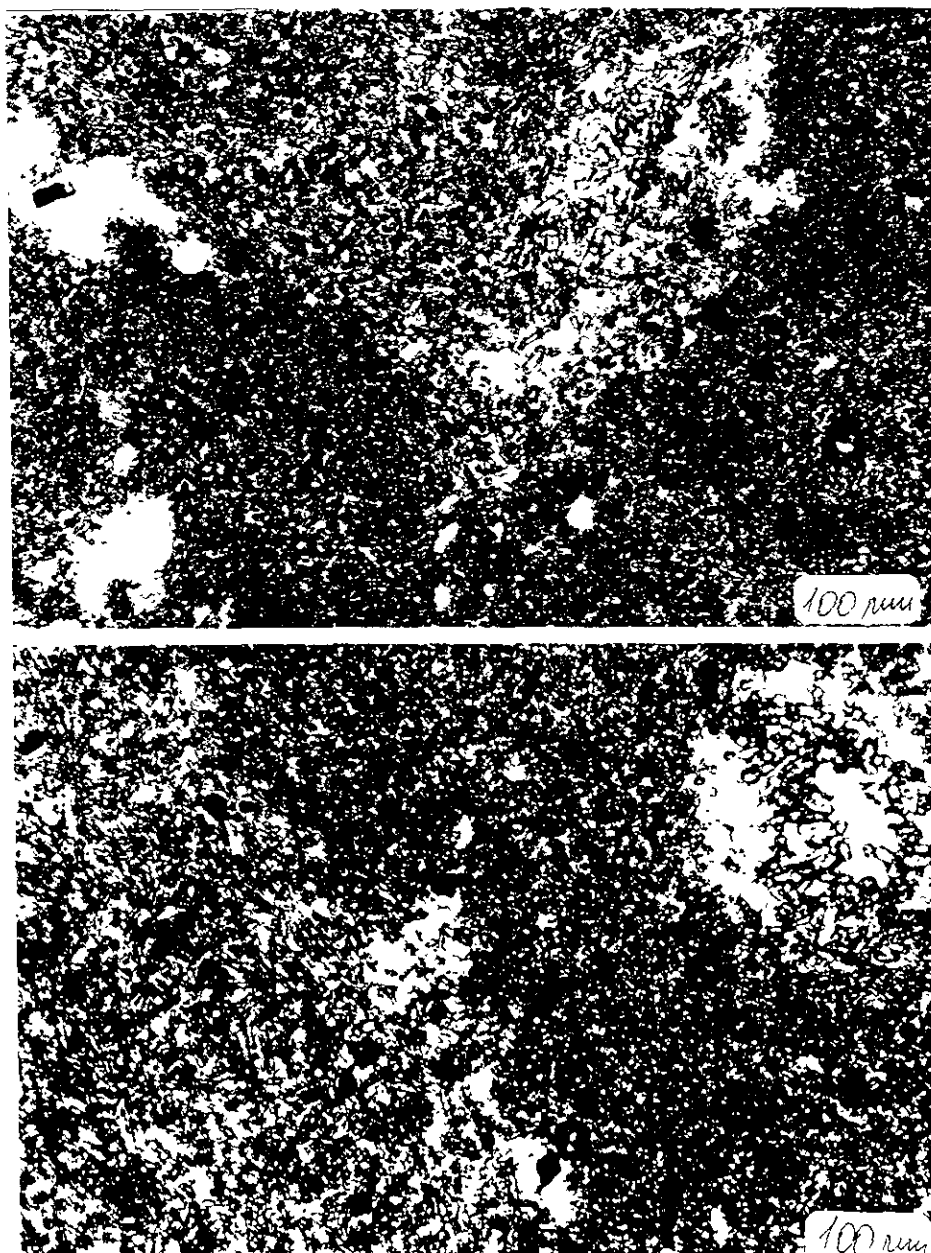


FIGURA 7.

H-J, FOTOMICROGRAFÍAS DE LA MATRIZ DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19):

H, dos acercamientos a la matriz en los que se observa la heterogeneidad debida a diferente cantidad y orientación de microlitos de feldespato y piroxeno, por un lado, y la proporción de la hematita de la mesostasis, por el otro; luz polarizada.

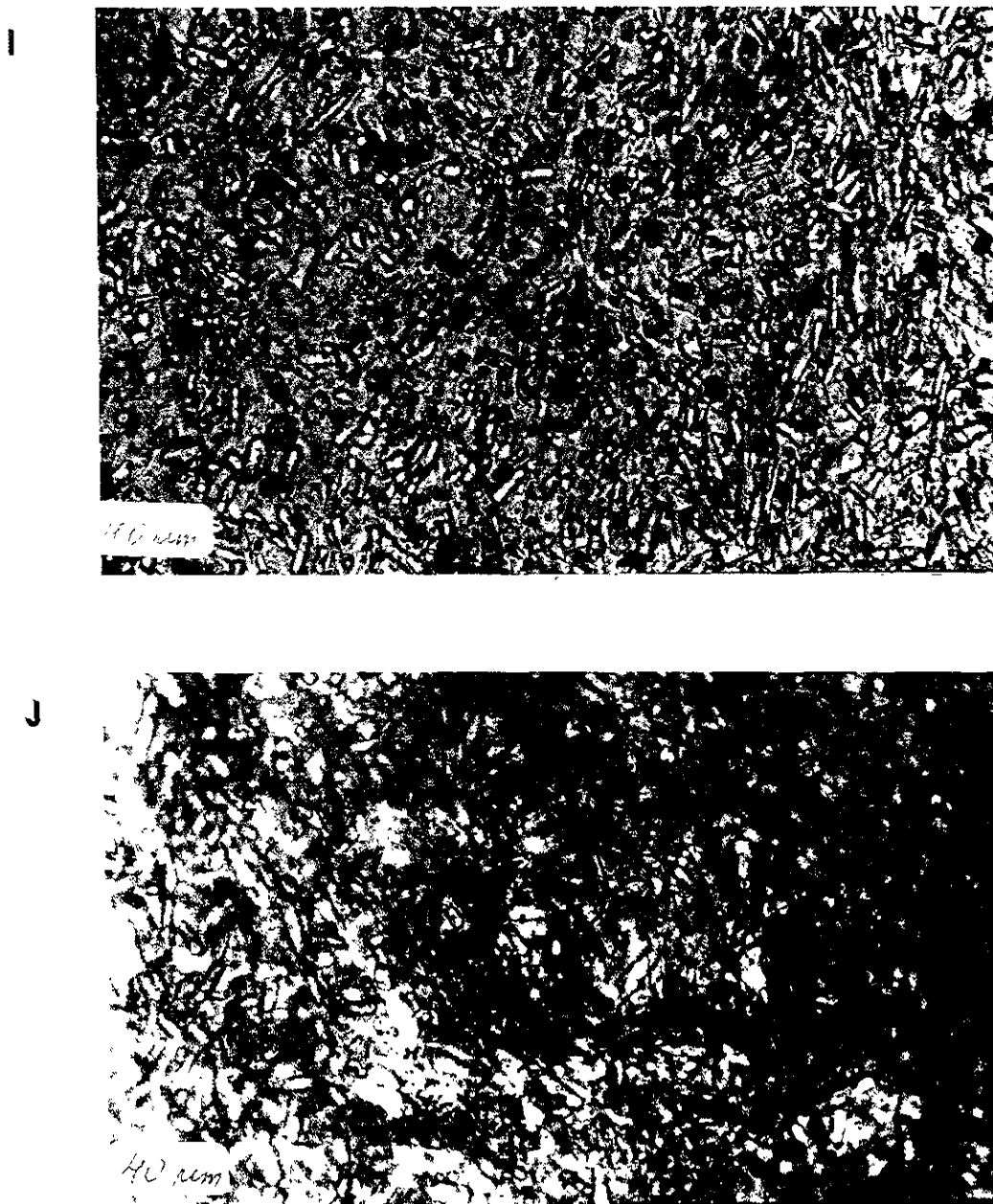


FIGURA 7.

H-J, FOTOMICROGRAFÍAS DE LA MATRIZ DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19):

I, dominio de la matriz compuesto por microlitos de plagioclasa, piroxeno y magnetita cementados por una mesostasis criptocristalina.

J, dominio de la matriz compuesto por microlitos de plagioclasa y piroxeno con la hematita secundaria penetrante sobre la mesostasis.

K

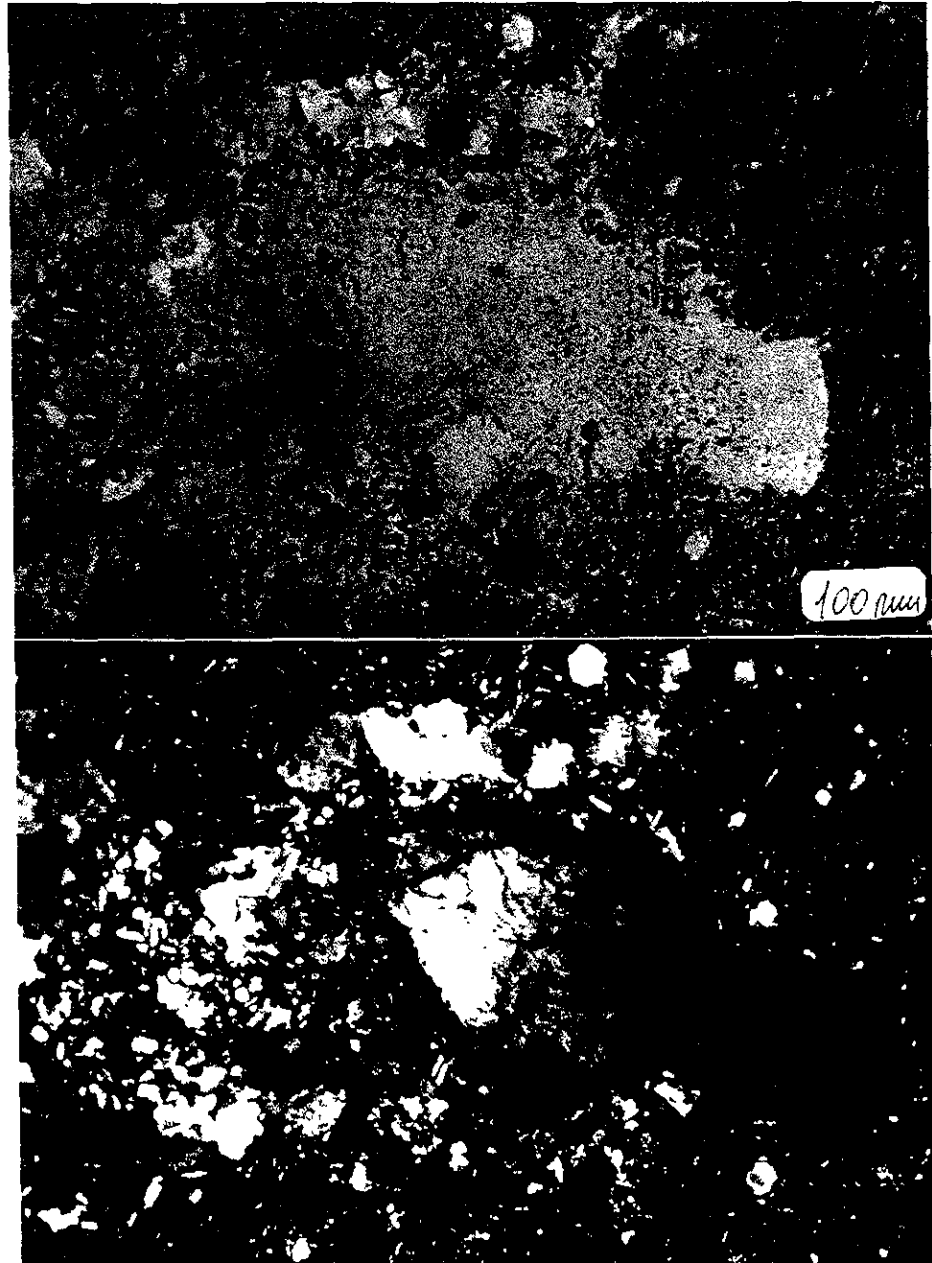


FIGURA 7

K, UN EJEMPLO DE VIDRIO DIPLÉCTICO EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19): un xenocrystal de cuarzo impactado, fracturado y parcialmente transformado en vidrio dipléctico (lado derecho), con una corona asimétrica compuesta por clinopiroxeno y anhidrita; abajo: vista con nicoles cruzados.



FIGURA 7.

L-M: FOTOMICROGRAFIAS DE LOS XENOCRISTALES DE CUARZO IMPACTADO EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).

L, Un cristal de cuarzo impactado con por lo menos tres redes de rasgos planos de deformación y una corona de clinopiroxeno; abajo: acercamiento del mismo.

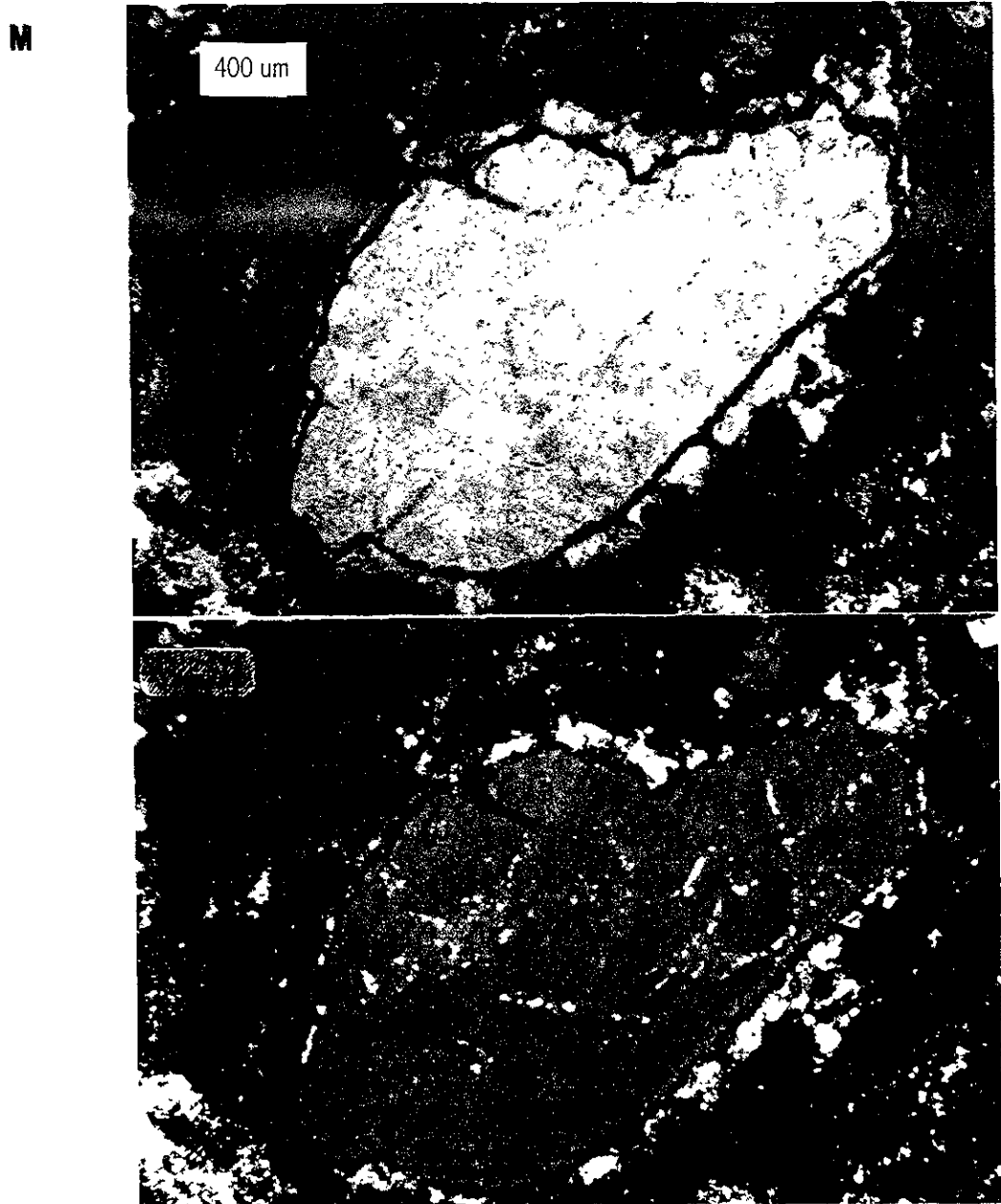


FIGURA 7.

L-M: FOTOMICROGRAFIAS DE LOS XENOCRISTALES DE CUARZO IMPACTADO EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19):

M, Un cristal de cuarzo impactado con tres redes de rasgos planos de deformación marcados por diminutos cristales de la augita y una corona compuesta por la augita seguida por anhidrita; abajo: nícoles cruzados

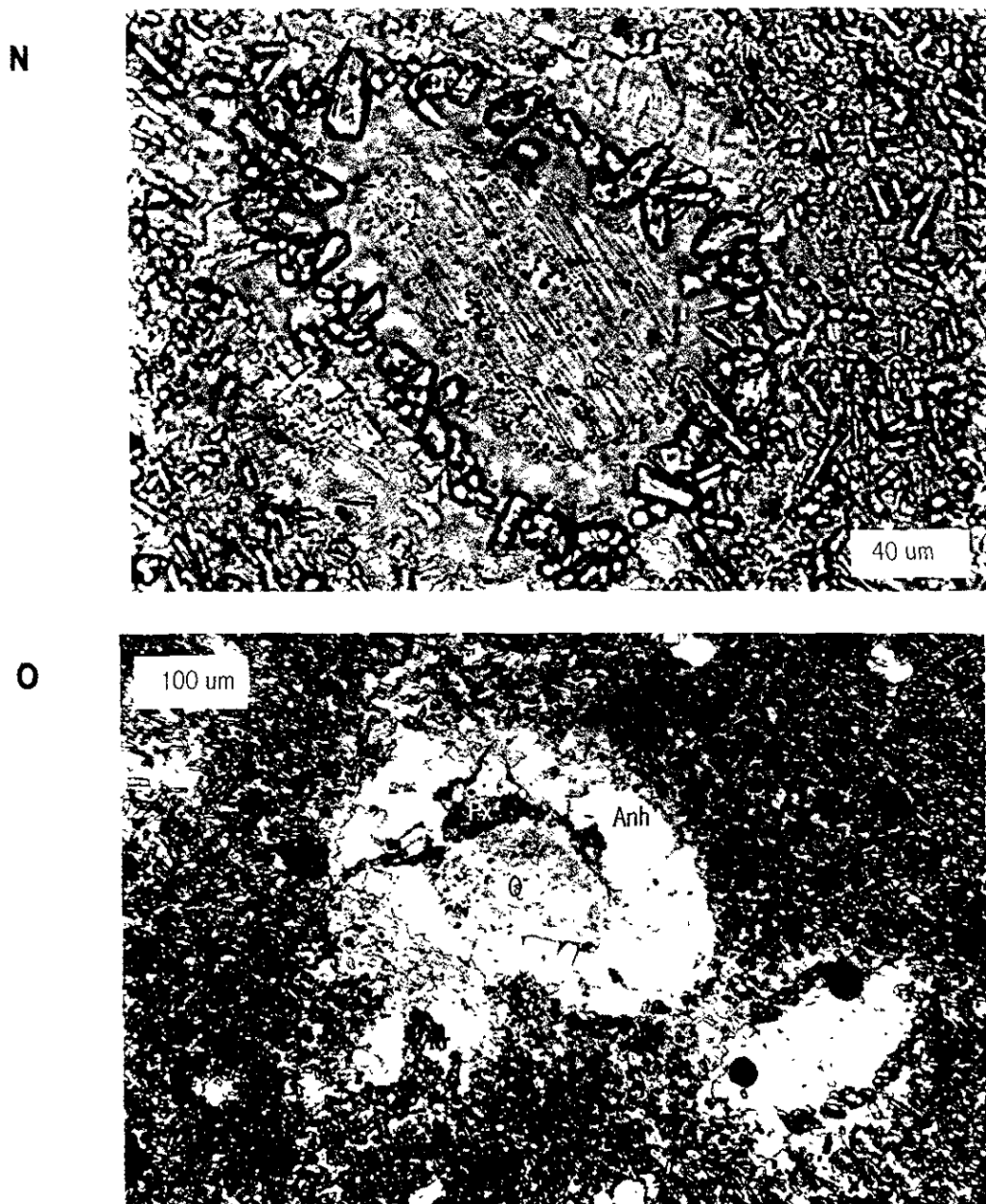


Figura 7.

N-Q: FOTOMICROGRAFÍAS DE CORONAS DE REACCIÓN OBSERVADAS EN LA BRECHA DE FUSIÓN CON CLASTOS (NÚCLEO Y6N19):

N, Un cristal de cuarzo con una red de RPD y una corona formada por cristales de clinopiroxeno (relieve alto) seguido por anhidrita (cristales prismáticos); la corona se encuentra separada del xenocristal por material criptocristalino devitrificado.

O, Un cristal de cuarzo rodeado discontinuamente por pequeños cristales de clinopiroxeno y enseguida por cristales casi isométricos relativamente grandes de anhidrita; la corona se separa de la matriz por un área de material criptocristalino

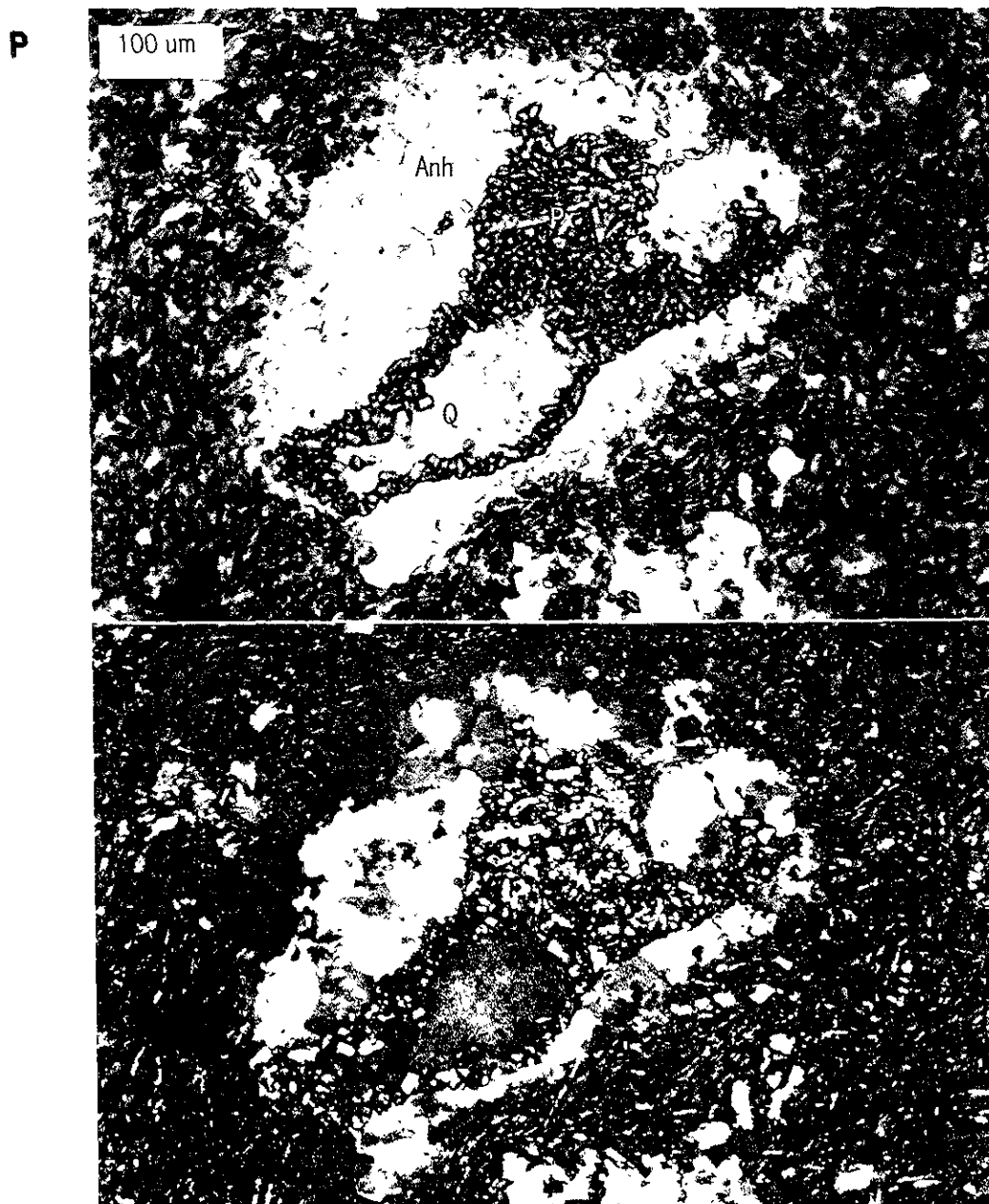


Figura 7.

N-Q: FOTOMICROGRAFÍAS DE EJEMPLOS DE CORONAS DE REACCIÓN OBSERVADAS EN LA BRECHA DE FUSIÓN CON CLASTOS (NÚCLEO Y6N19):

P, un cristal de cuarzo con una corona asimétrica amplia de clinopiroxeno y anhidrita; abajo: imagen con nicoles cruzados y placa de yeso



FIGURA 7.

N-Q: FOTOMICROGRAFIAS DE EJEMPLOS DE CORONAS DE REACCIÓN OBSERVADAS EN LA BRECHA DE FUSIÓN CON CLASTOS (NÚCLEO Y6N19):

Q, fragmento de cuarzo parcialmente fundido y recristalizado en mosaico relativamente grueso, rodeado por cristales aciculares también de cuarzo seguido por una corona discontinua de clinopiroxeno; abajo: nicoles cruzados



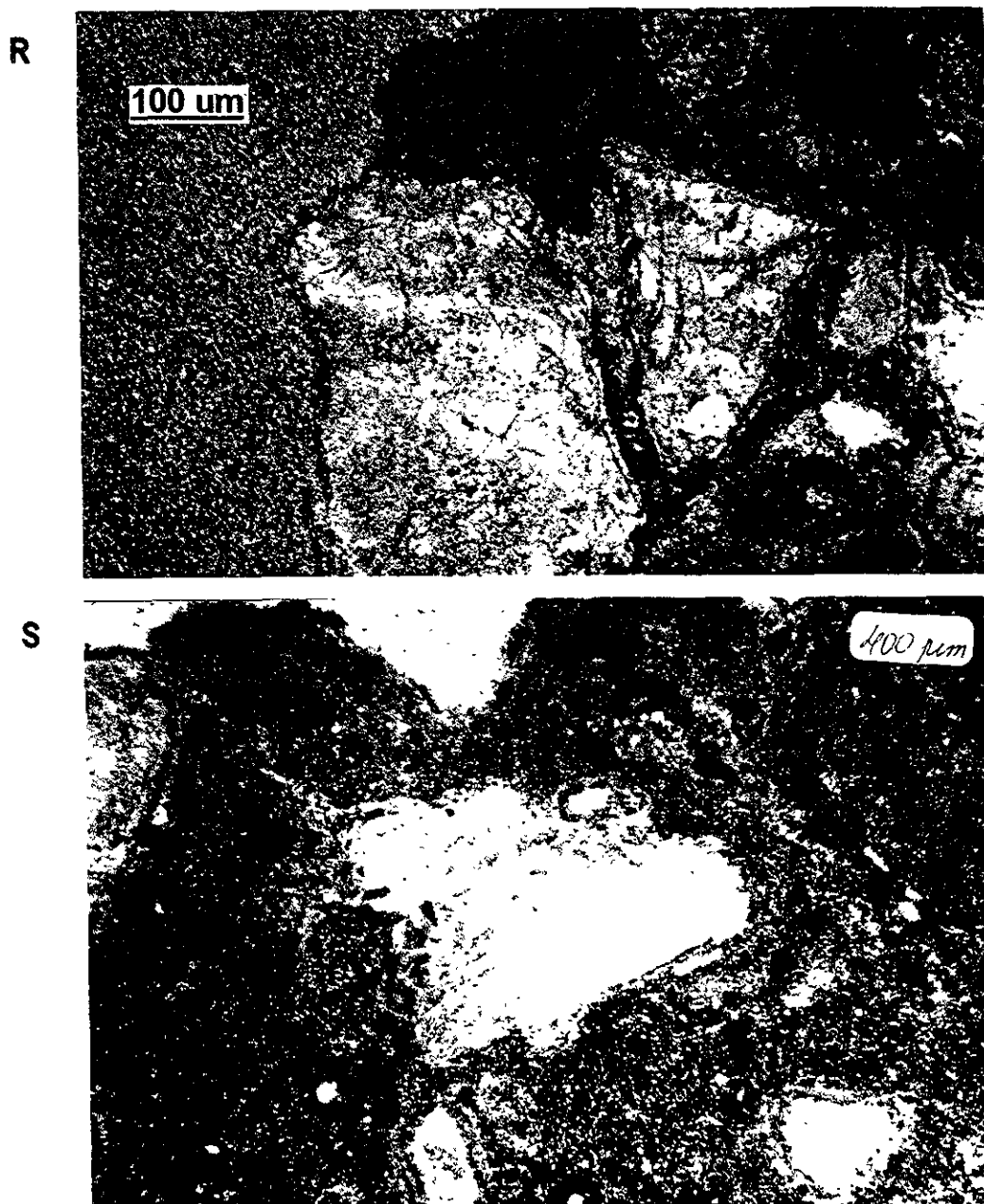


FIGURA 7

R-T: FOTOMICROGRAFÍAS DE XENOCRISTALES DE FELDESPATO POTÁSICO EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19):

R, unos cristales de feldespato potásico que forman parte de un fragmento de basamento afectado por el impacto, los cristales de feldespato se encuentran oscurecidos (tostados), la flecha señala el halo de material microcristalino de la misma composición

S, un cristal oscurecido por impacto y con borde astillado por la fusión, rodeado parcialmente por una corona delgada de clinopiroxeno.

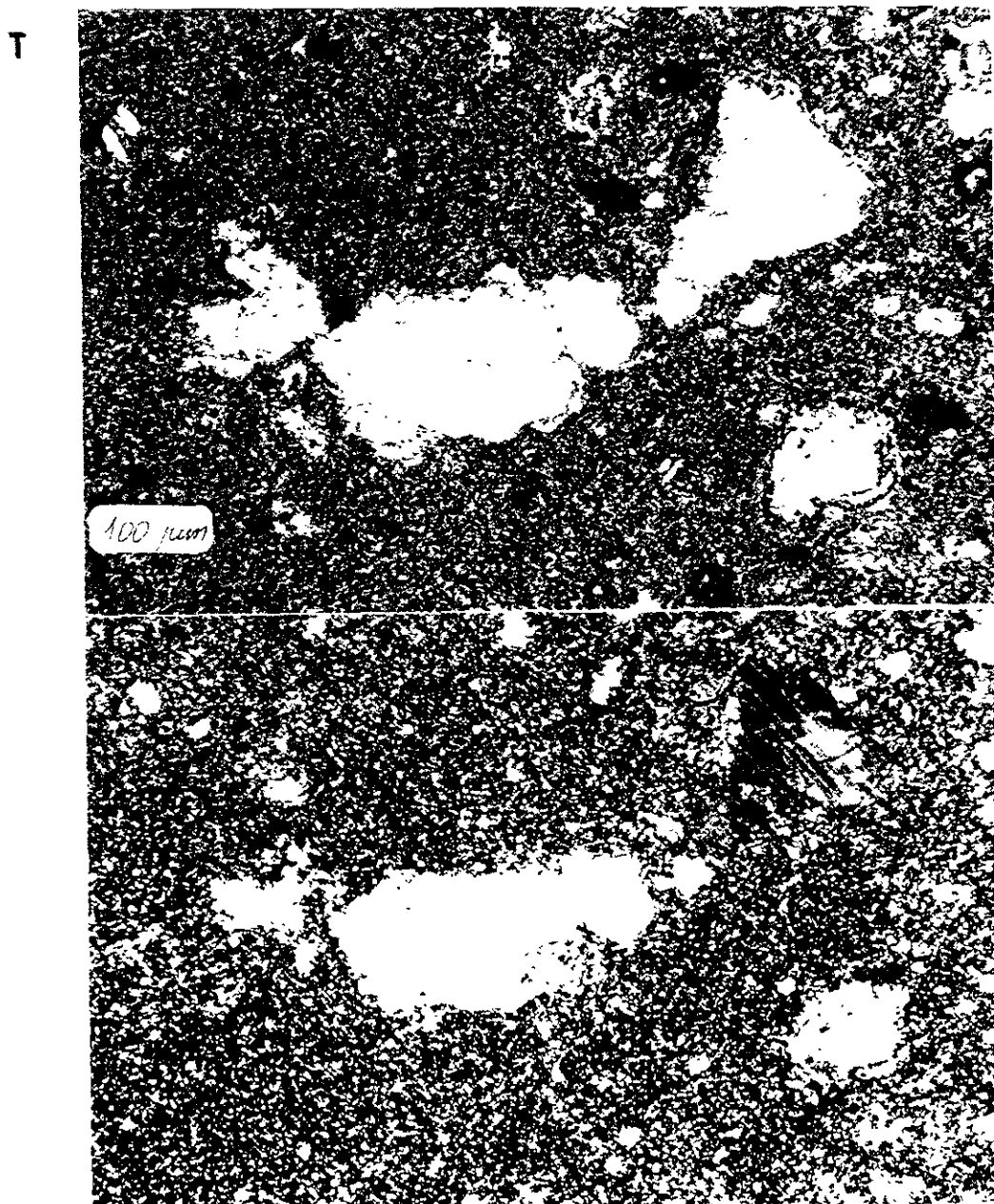


FIGURA 7.

R-T: FOTOMICROGRAFIAS DE XENOCRISTALES DE FELDESPATO POTÁSICO EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19):

T, tres fragmentos de feldespato alcalino con rasgos planos de deformación en una o dos direcciones y extinción ondulante; los cristales de este tipo despliegan una catodoluminiscencia amarillo pálido; abajo: nicoles cruzados.



FIGURA 7.

U, Fotomicrografía de otro ejemplo de coronas de reacción observadas en la brecha de fusión con clastos (Núcleo Y6N19): una corona relativamente pequeña de cristales de clinopiroxeno alrededor de un núcleo vítreo de composición no determinada; también se ve una vena de anhidrita (SE-NW); abajo: nicoles cruzados

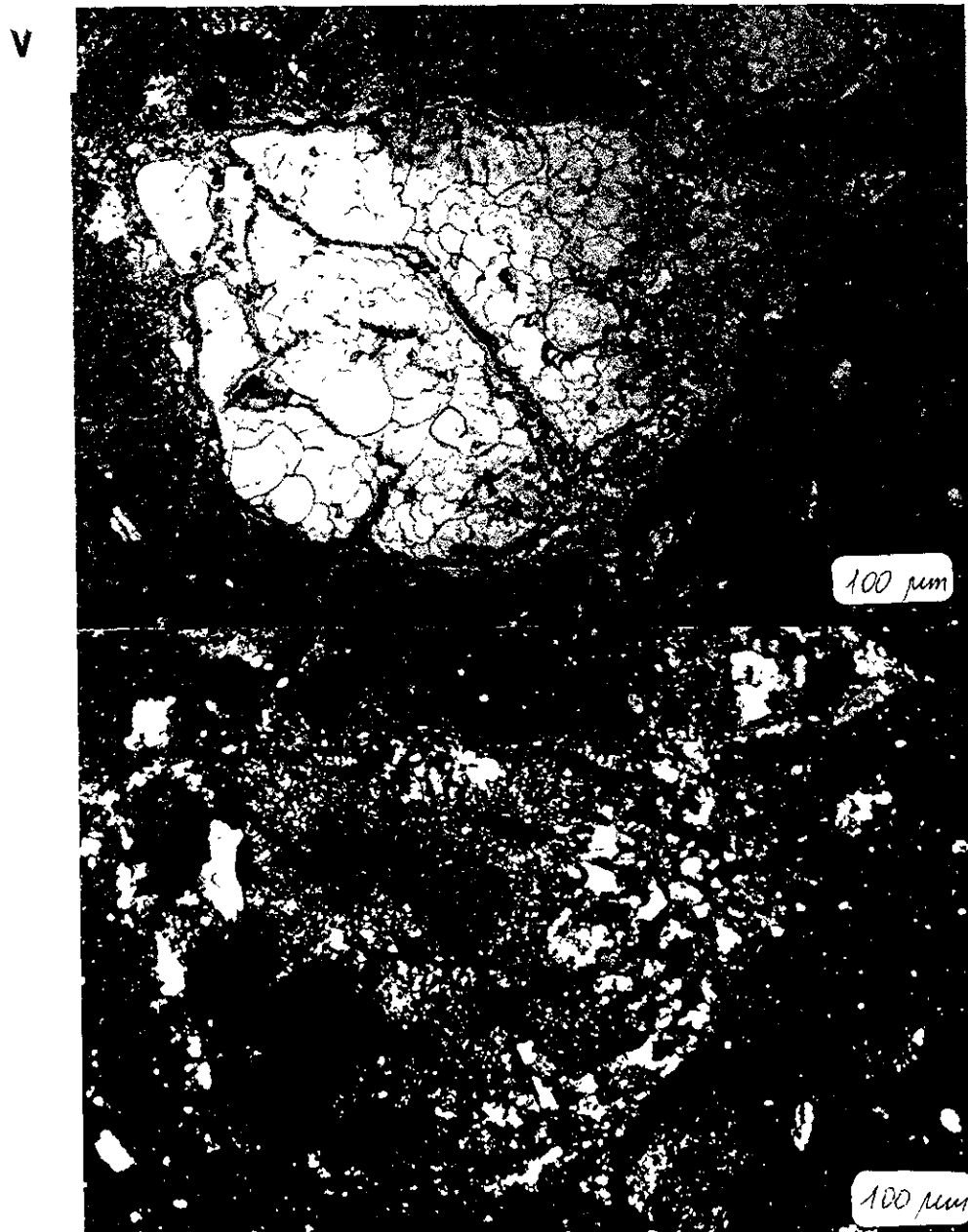


FIGURA 7

V, FOTOMICROGRAFÍA DE UN EJEMPLO DE TEXTURA BALEN EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19): un fragmento de sílice impactado, fundido y recristalizado; en algunos dominios se ha conservado material vítreo isotrópico, en otros la cristalización procedió con desarrollo de textura en mosaico relativamente más y menos fino y la textura tipo "ballen" sobrepuesta; las fracturas que forman la textura "ballen" son de la misma composición que la matriz de la brecha; abajo. nicoles cruzados.

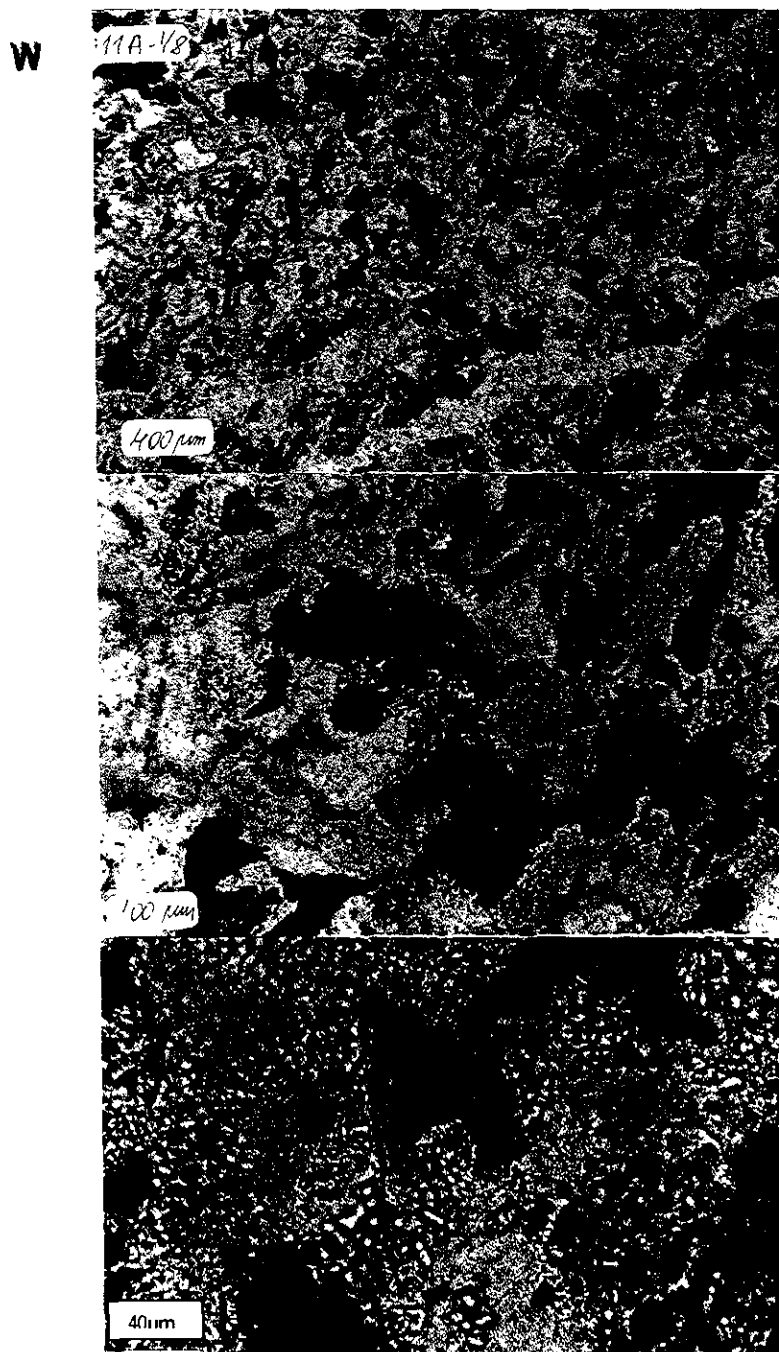


FIGURA 7.

W, FOTOMICROGRAFÍA DE UN FRAGMENTO DE BASAMENTO CRISTALINO EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19): El fragmento lítico de la Figura 7C; todo el fragmento fue fundido y nuevamente cristalizado in situ, los minerales máficos dieron un conjunto de minerales nuevos - los opacos y probablemente espinela- y los félsicos formaron una textura esferulítica.

X

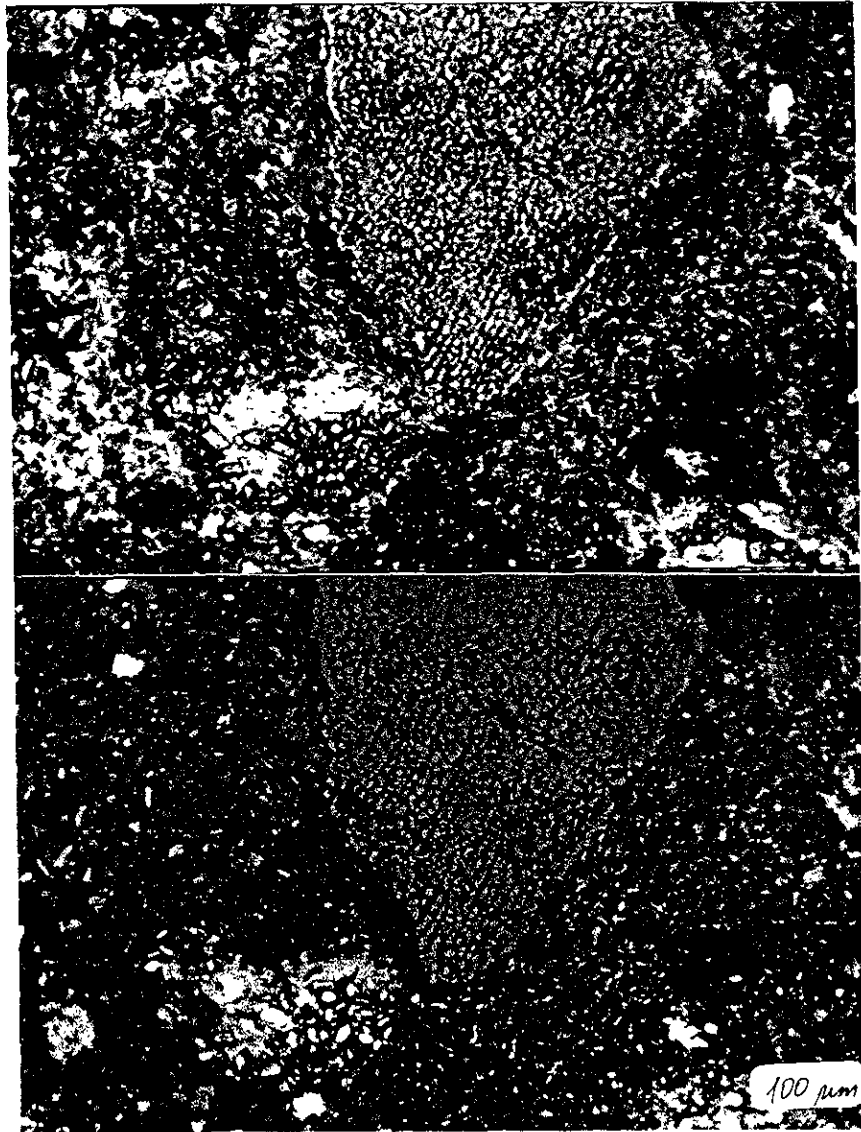


FIGURA 7.

X, FOTOMICROGRAFÍA DE UN EJEMPLO DE TEXTURA DE COLADOR OBSERVADA EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).

un cristal de feldespato con textura de colador (sieve texture) formada por dominios cristalinos de cristal preexistente y material devitrificado sobre los planos de crucero; la formación de la textura se debe a la fusión de impacto parcial y selectiva; abajo: nicoles cruzados y placa de yeso.



FIGURA 7.

Y, FOTOMICROGRAFÍA DE UN XENOLITO GRANÍTICO CON TEXTURA GRANÓFIRA EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19):

Se observa que la mayor parte de los granos de feldespato (dominios casi extinguidos) presentan textura de colador, mientras todos los granos de cuarzo (dominios no extinguidos) presentan por lo menos una red de rasgos planos de deformación y, además, se encuentran rodeados por un halo de cristales aciculares. El aspecto del fragmento puede ser un resultado de combinación entre los efectos de presión causados por la onda de choque así como de fusión parcial que ha afectado zonas débiles, como son las áreas fronterizas entre los granos y planos de cruceo en feldespato.

Z

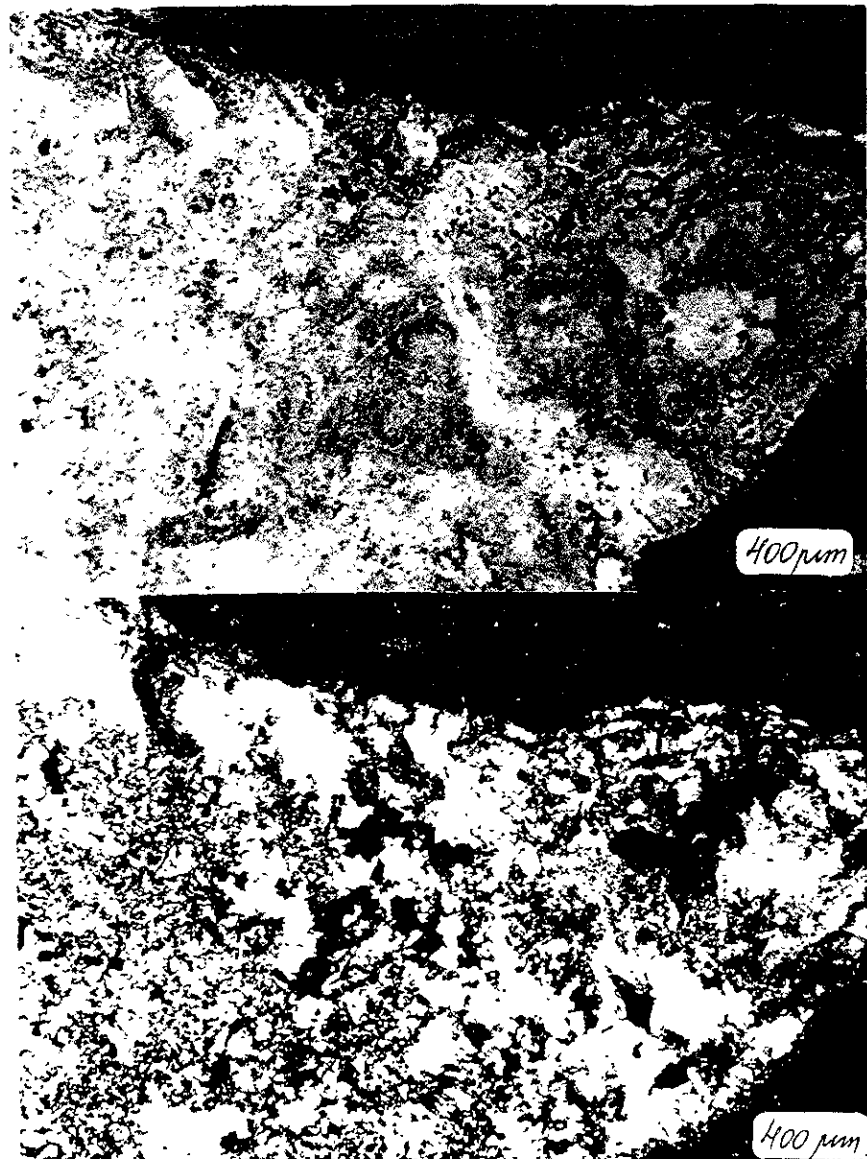


FIGURA 7.

Z, FOTOMICROGRAFIA DE UN FRAGMENTO FÉLSICO POLICRISTALINO EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19); En luz polarizada (foto de arriba) se observan rasgos fluidales preservados parcialmente; en nicoles cruzados (foto de abajo) se revela presencia de textura en mosaico con dominios relativamente gruesos y finos, la formación de la cual se atribuye a la fusión y recristalización de cuarzo.



### **Catodoluminiscencia.**

Los resultados principales de observaciones complementarias al estudio petrográfico de colores de catodoluminiscencia (CL) para los constituyentes de la brecha de fusión se presentan en la Figura 8 A-L y se resumen en la Tabla 2.

En la brecha de fusión (Y6N19), la mayoría de los fragmentos líticos de basamento cristalino resultaron ser carentes de CL en todo su volumen, con excepción de diminutos cristales de apatita. Los xenocristales separados de feldespato alcalino acabados en formas esqueléticas (Fig. 7R-T) y en inclusiones y drusas dentro de los xenocristales de cuarzo despliegan color amarillo azafrán, poco común para este mineral (Fig. 8K). La pérdida de luminiscencia en la banda verde del espectro, probablemente, se debe a cambios químicos, por lo cual, se requieren más datos de microsonda para interpretarla. El material criptocristalino descrito para algunos fragmentos parcialmente recristalizados presenta un color CL azul pálido (Fig. 8H). Esta última observación permite suponer su composición alcalina. El material devitrificado alrededor de los xenocristales de cuarzo presenta un color CL rojo pardusco débil idéntico al de los mismos xenocristales (Fig. 8I).

La anhidrita en la brecha de fusión despliega un color de CL espectacular para el ojo humano y difícil de reproducir en registros fotográficos. La anhidrita en vetillas, en agregados de cristales idiomorfos y en salpicaduras o hileras distribuidas heterogéneamente sobre todo el volumen de la roca presenta un color verde azul y rosa brillante o un color cremoso de CL. En algunos de estos agregados de anhidrita se observó un zonamiento concéntrico de CL con cambio de color verde en el centro a salmón o cremoso en la periferia (Fig. 8 A,C). Este zonamiento ha de corresponder a un zonamiento químico y se visualiza exclusivamente por este método. De acuerdo a los estudios espectrométricos la activación de CL verde en la anhidrita se debe a trazas del  $Mn^{2+}$  (Medlin, 1963), mientras CL crema y salmón a trazas de  $Sm^{3+}$  y  $Dy^{3+}$  (Mariano y Ring, 1975). En algunos casos se hace más obvia la textura de los agregados de la anhidrita con calcedonia secundaria, donde el cuarzo no es luminiscente (Fig. 8B-D), que concuerda muy bien con los datos para cuarzo autígeno formado a temperaturas menores de  $300^{\circ}C$  (Zinkernagel, 1978). Sin embargo, la anhidrita asociada a las coronas de reacción y a fragmentos de basamento, así como en minúsculos agregados aislados en la matriz, no es luminiscente. Tanto la diferencia morfológica como la respuesta espectroscópica de la anhidrita en coronas y la asociada a los fragmentos líticos, por un lado, y de la anhidrita en vetillas y poros, dan pauta para suponer que son de origen diferente. Con el fin de corroborarlo se llevó a cabo la separación de la fracción pesada ( $>2.9 \text{ g/cm}^3$ ) y su estudio difractométrico correspondiente.

TABLA 2. COLORES DE CATODOLUMINISCENCIA EN LA BRECHA DE MATRIZ FUNDIDA Y6N19 DEL CRÁTER CHICXULUB, MÉXICO

Mineral	Color de catodoluminiscencia	Descripción breve
matriz	terracota y verde pistache-olivo	tono general (Fig. 8I)
cuarzo	rojo pardusco muy débil	xenocristales con o sin coronas, con o sin RPD
	azul índigo	fragmentos con texturas policristalinas de grano fino (Fig. 8 J, K)
	rojo vivo	fragmentos con texturas policristalinas de grano mediano
feldespato potásico	azul celeste y no luminiscente	xenocristales con textura de colador y en fragmentos graníticos
	amarillo azafrán	xenocristales con acabados esqueléticos y en inclusiones o drusas dentro de los xenocristales de cuarzo
anhidrita	no luminiscente	en coronas de reacción y en agregados de cristales prismáticos empotrados en fragmentos de basamento y en la matriz
	azul verdoso y rosa brillante, salmón, crema	en agregados de cristales hexagonales o isométricos y en vetillas (Fig. 8 A-D)
material criptocristalino	azul celeste	en fragmentos de basamento con índices de fusión y recristalización (Fig. 8 G)
apatita	amarillo azafrán	diminutos cristales bipiramidales (Fig. 8 G, H)
piroxeno, yeso, opacos	no luminiscente	

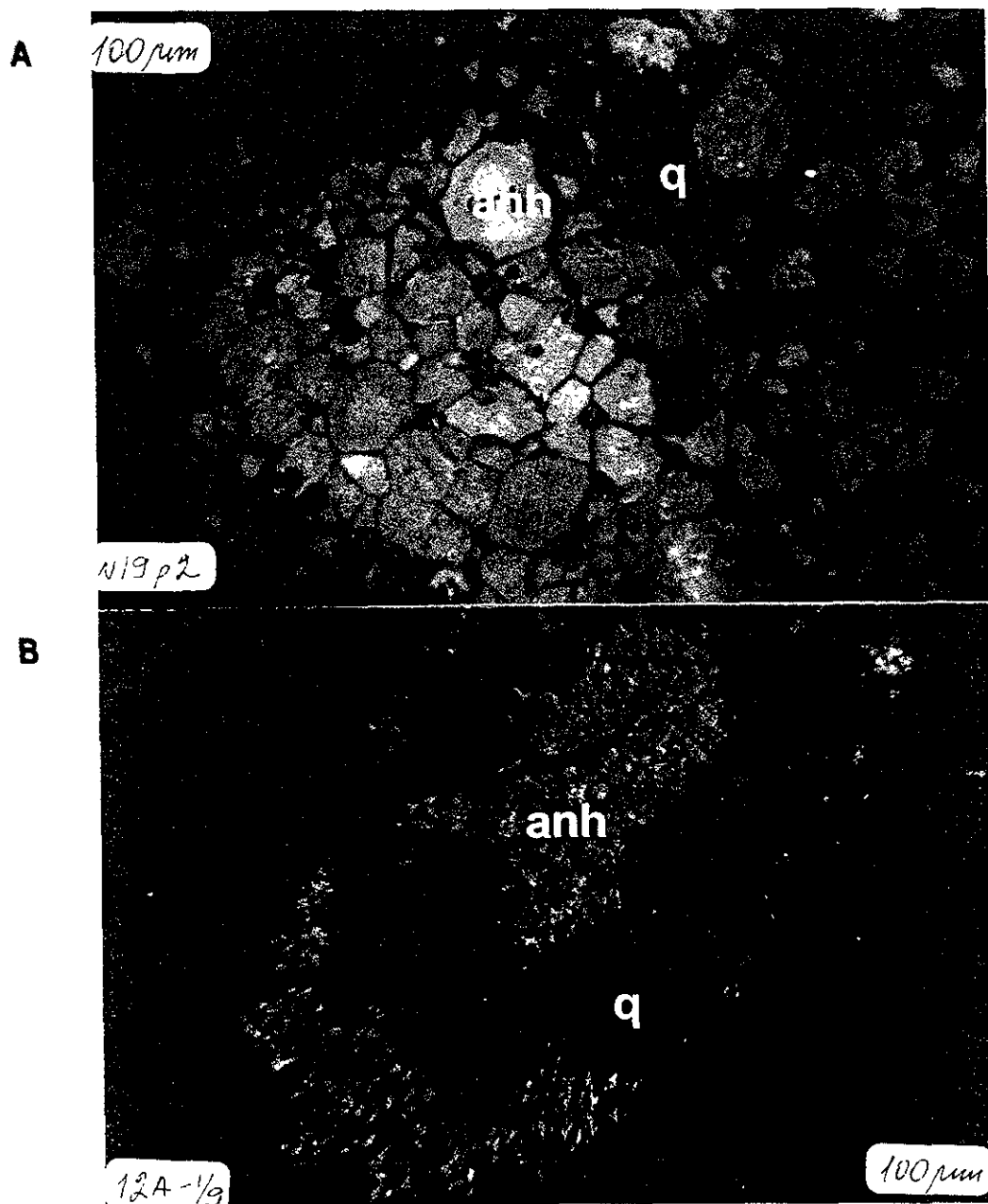


FIGURA 8. CATODOLUMINISCENCIA DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).

LAS CONDICIONES DE LAS TOMAS DE FOTOGRAFÍAS FUERON INDICADAS EN EL CAPÍTULO DE METODOLOGÍA.

A-C, UNOS EJEMPLOS DE AGREGADOS DE ANHIDRITA (ANH) Y CALCEDONIA (Q) SECUNDARIOS.

A, un agregado en el cual la calcedonia está invadiendo el espacio entre los cristales idiomorfos de la anhidrita y se aprecia el zonamiento concéntrico en la anhidrita con cambio de CL verde en el centro a salmón en la periferia.

B, un agregado en el cual la anhidrita y el cuarzo forman masas irregulares sin encontrarse concluida alguna forma de cristales

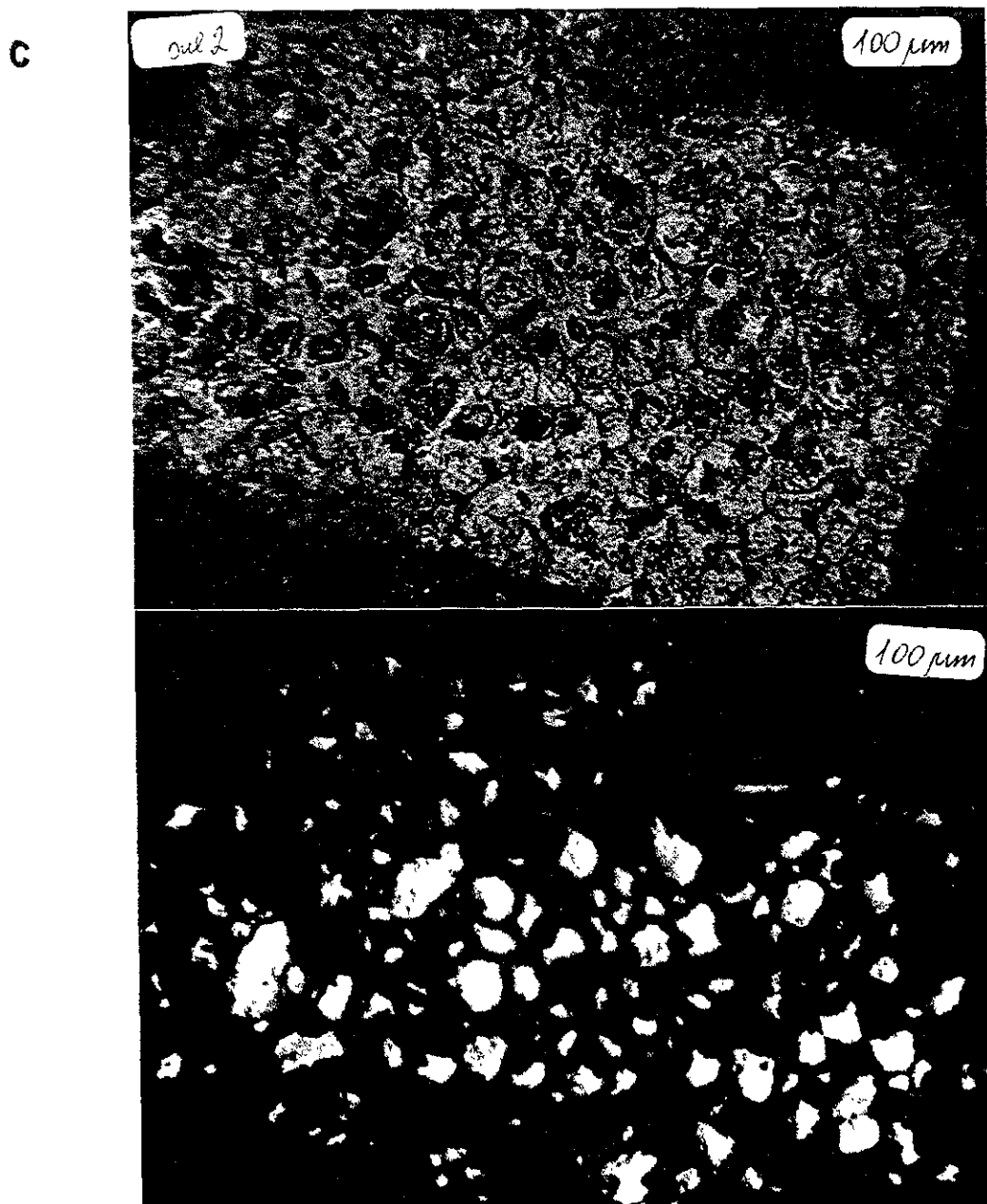


FIGURA 8.

C, un agregado en el cual los cristales de la anhidrita han perdido su contorno inicial debido a una amplia invasión de calcedonia; así mismo se aprecia un zonamiento concéntrico en la anhidrita con cambio de CL verde en el centro a cremoso en la periferia.

D

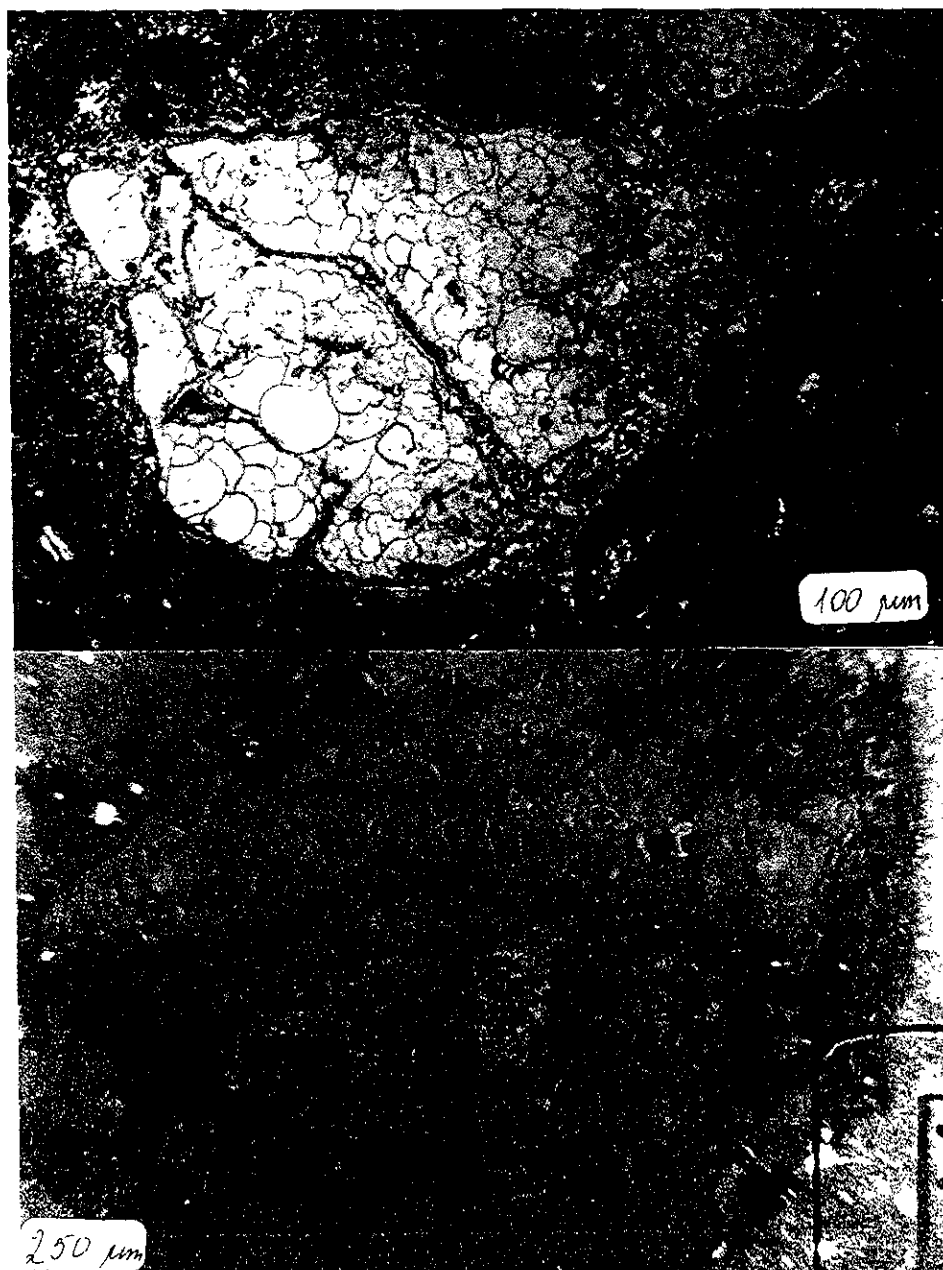


FIGURA 8

D, un ejemplo de catodoluminiscencia en gama rojo-azul de cuarzo en un fragmento con textura "ballen" sobrepuesta a la textura en mosaico (ver también Fig.7 V); se aprecia además que parte del fragmento es reemplazada por calcedonia secundaria no luminiscente;: la fotografía en luz polarizada (arriba) y la de CL difieren ligeramente en escala y en ángulo de visión.

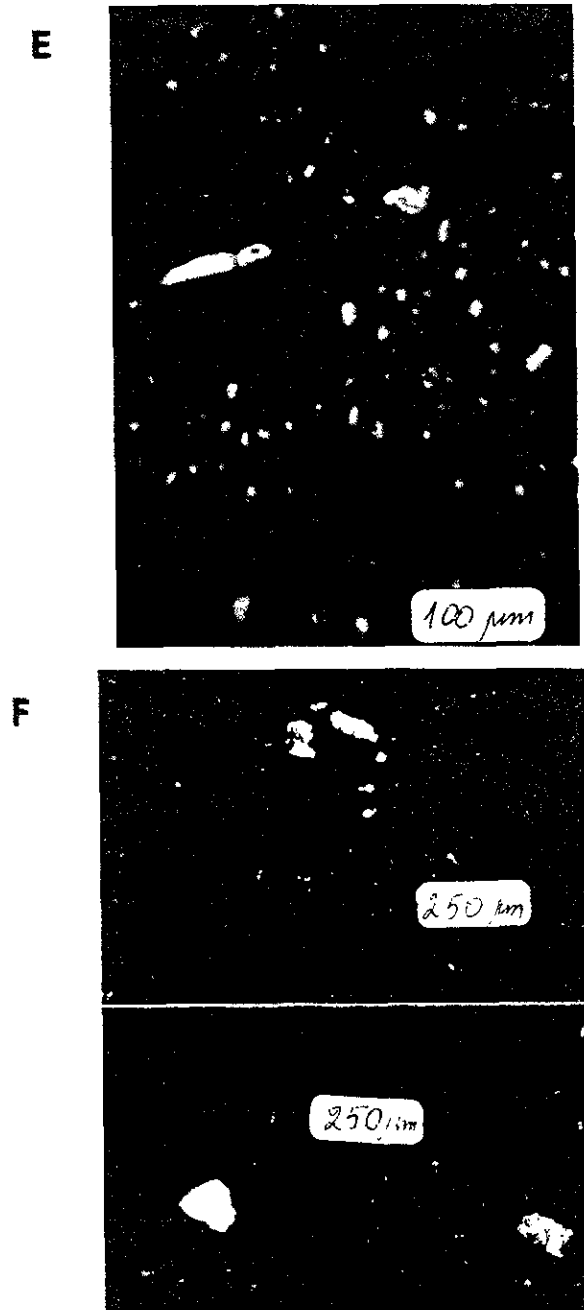


FIGURA 8.

E-F, Fotografías que muestran color de CL de minerales accesorios en la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 de apatita con CL amarillo azafrán (E, un cristal alargado a la izquierda del centro; F, un grupo de cristales arriba), y de otros dos minerales (CL azul claro y amarillo) no identificados (F, abajo).

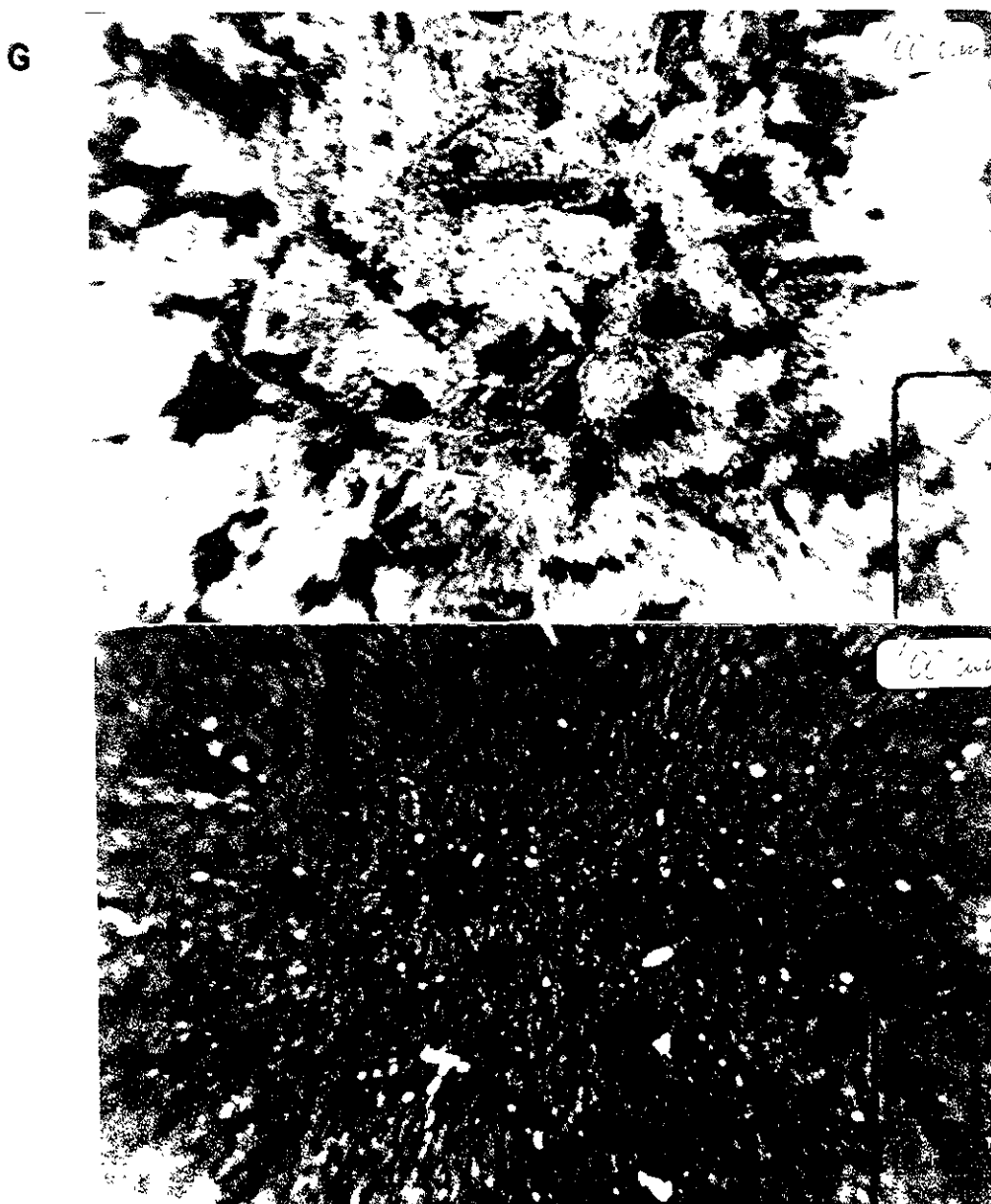


FIGURA 8.

G, catodoluminiscencia de un fragmento del basamento (ver Figura 7C y 7W) afectado por la fusión parcial y recristalizado en un conjunto de minerales nuevos, entre los cuales se distinguen: cuarzo con CL rojo; apatita con CL amarillo; feldespato potásico con CL azul; plagioclasa con CL verde amarillento; arriba: luz polarizada.

H

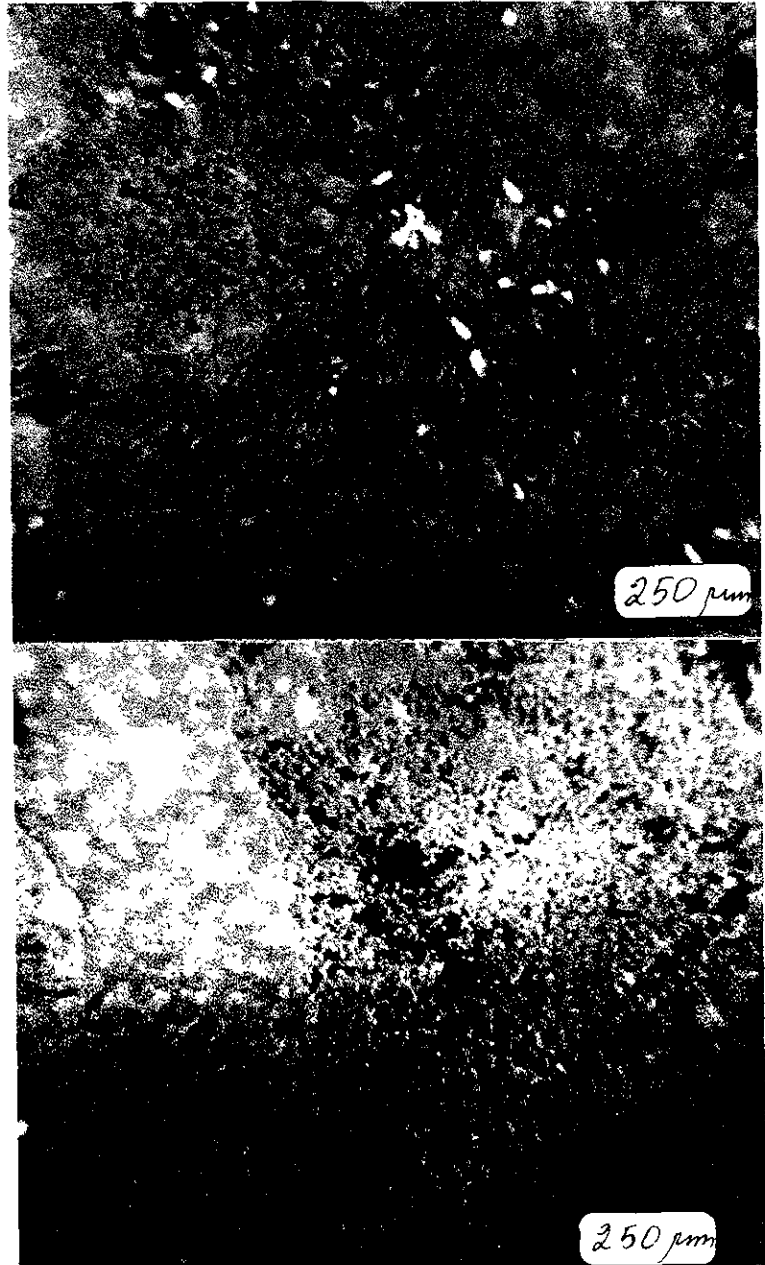


FIGURA 8.

H, Dos fotografías muestran el color azul pálido de catodoluminiscencia característica de feldespato potásico que se observa en algunas partes criptocristalinas de fusión de color pardo oscuro en luz polarizada. Además, se ven cristales de apatita (CL brillante debido a sobreexposición) y dominios de la matriz, los cuales probablemente son de composición de plagioclasa (CL verde amarillenta).



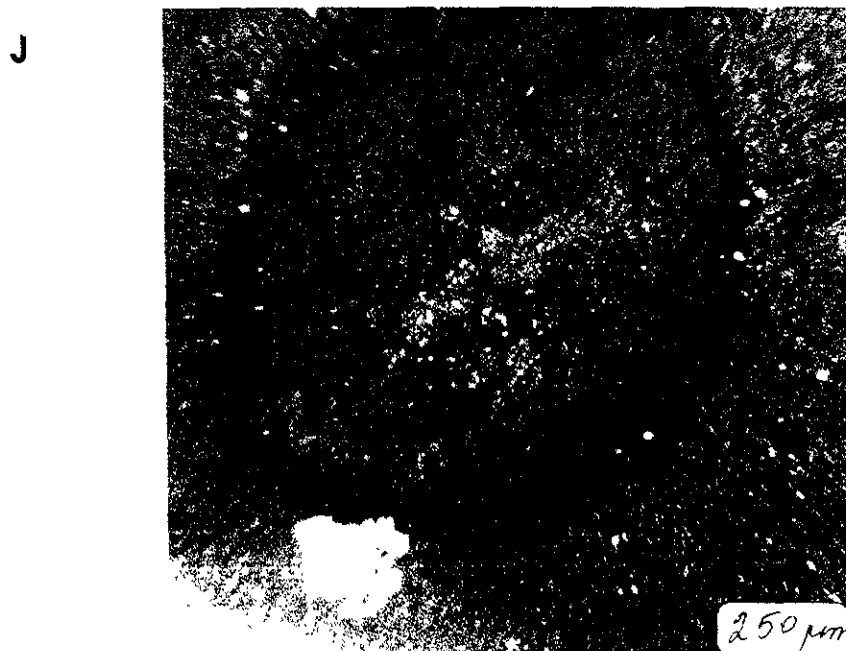
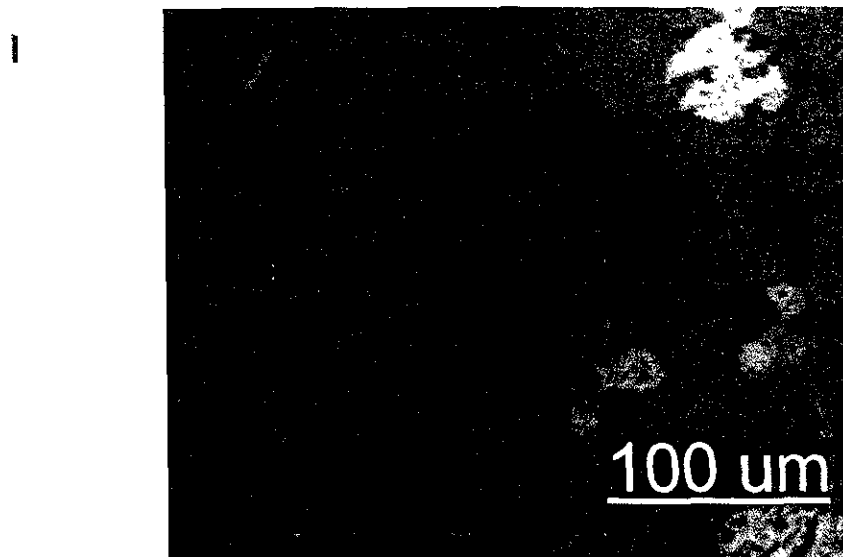


Figura 8.

I, Un xenocristal de cuarzo (CL rojo pardusco débil, c- cristalino, v- vítreo) flotando en una matriz rica en  $\text{SiO}_2$  a juzgar por el color rojizo de CL; parcialmente fundido por los bordes; note la ausencia de la corona. (Manchas claras: deterioro de la película carbónica);

J, Un fragmento redondeado de cuarzo policristalino. Se distingue un núcleo con CL rojo-violeta, un área amplia con CL azul indigo y un halo angosto de cuarzo no-luminiscente autígeno alrededor del fragmento;

K



FIGURA 8. CATODOLUMINISCENCIA DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).

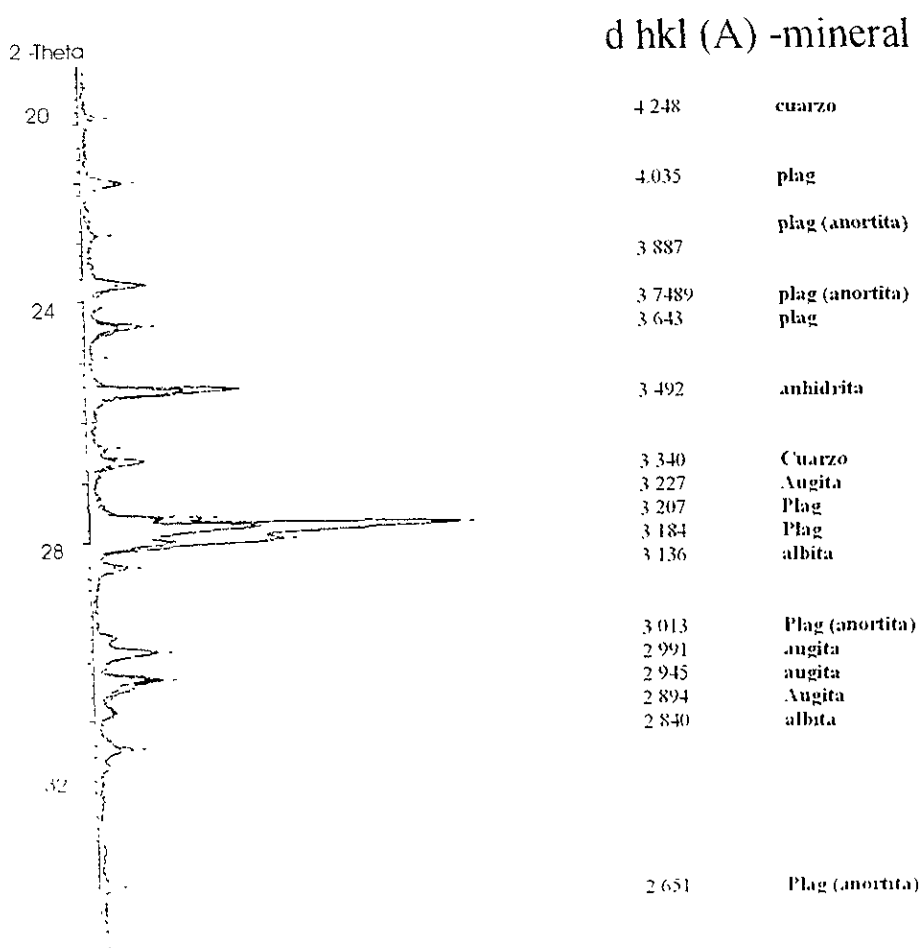
K, Un fragmento de cuarzo policristalino con CL en la gama rojo y azul y una drusa en su espacio interior de cristales de feldespato alcalino con CL color amarillo, idéntico al color de CL que presentan xenocristales sueltos de feldespato en la matriz (ver Figura 7R-T).

### Difracción de rayos X.

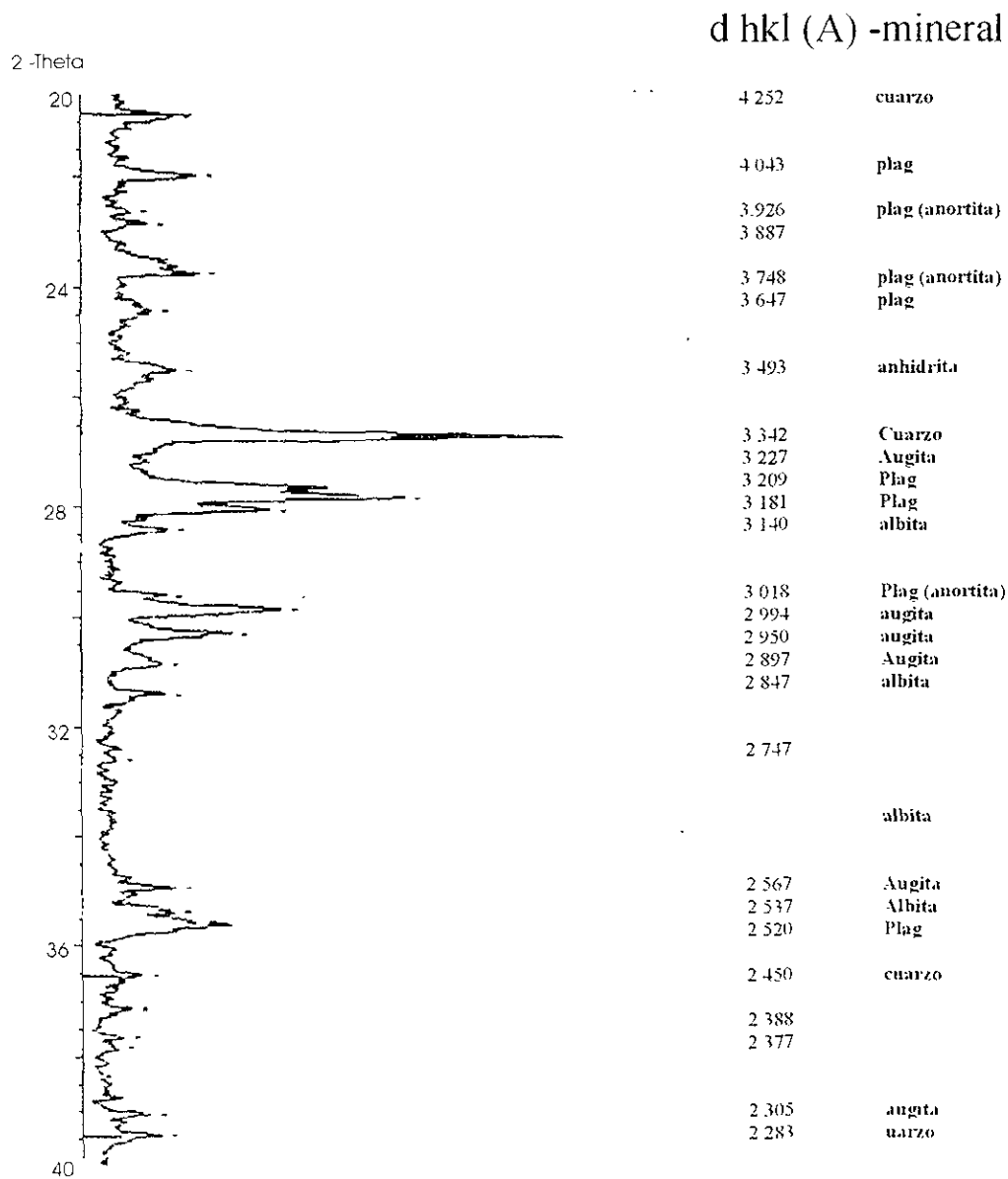
Fue realizado un análisis difractométrico con rayos X de fases seleccionadas mecánicamente a macro escala de la parte 5 del núcleo 19 de la brecha de fusión. No se encontró alguna otra forma de la anhidrita más que la anhidrita baja rómbica común en la fracción pesada (peso específico  $>2.9 \text{ g/cm}^3$ ). En la matriz de la brecha se identificaron: una mezcla de plagioclasas, augita, cuarzo, magnetita, clorita (ferrosa?) y la albita. La relación entre el cuarzo y feldespatos de la matriz más densa y de tonos oscuros (Figura 9B) aparenta ser mayor que en los dominios de matriz de tonos más claros y más porosos (Figura 9B) a juzgar por una notoria diferencia en la intensidad de los picos de cuarzo.

FIGURA 9. DIFRACTOGRAMAS DE LA MATRIZ DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19)

A.



B.



### Microanálisis químico semicuantitativo

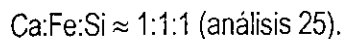
Los resultados del microanálisis químico semicuantitativo puntual con energía dispersa de rayos X de la muestra Y6N19 se presentan en el Apéndice 2, los diagramas triangulares en la figura 10, y se resumen a continuación. El cálculo de número de cationes en la fórmula fue realizado según los algoritmos de Deer y colaboradores (1982).

Los números de análisis representativos vienen dados entre paréntesis.

**Constituyentes mayores.** La plagioclasa de la matriz es esencialmente sódico-cálcica (andesina-labradorita) (Fig. 10A; Ap.2, pág. 13-14/18), de composición no-estequiométrica y ocasionalmente muy rica en potasio (3-19-4, Or<sub>52</sub>). El piroxeno de la matriz normalmente es augita rica en calcio (Fig. 10B; pág. 15-16/18). El único análisis de la augita en una de las coronas ha resultado ser ligeramente más pobre en Ca que los piroxenos de la matriz (Px corona). La composición calci-sulfurosa fue confirmada para la anhidrita en coronas de reacción. En la fracción magnética de minerales separados se encontró una corona de reacción compuesta por un centro poroso rodeado por un conjunto de augita (rica en calcio) con un piroxeno muy pobre en calcio (probablemente ortopiroxeno). Los análisis puntuales de la fracción magnética mostraron que la magnetita de la matriz es esencialmente rica en titanio (contenido de TiO<sub>2</sub> en promedio es  $15.14 \pm 13.48$  % en peso (n = 6), registrando un máximo de 34 % en peso (pág. 17/18).

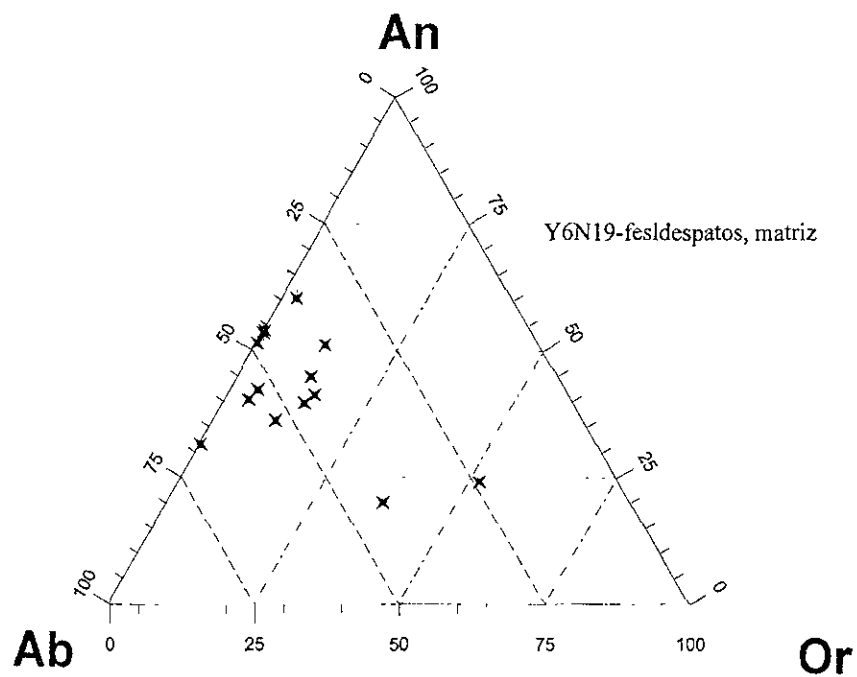
**Minerales accesorios y secundarios.** La clorita no ferrosa fue identificada en formaciones esferoidales de mineralización secundaria en fracturas y en costras alrededor de los fragmentos.

Entre otras fases menores (pág. 18/18) fueron identificados: la apatita alta en cloro, una fase rica en cerio (13.03% en peso de CeO) y escandio, y la pirrotina (Fe:S=0.95). La pirita fue identificada en hojuelas <10 micras de hábito hexagonal en la fracción pesada (>2.9 g/m<sup>3</sup>). En una de las coronas de cuarzo se encontró un mineral de color verde más oscuro que el de la augita en el cual la relación entre los cationes principales

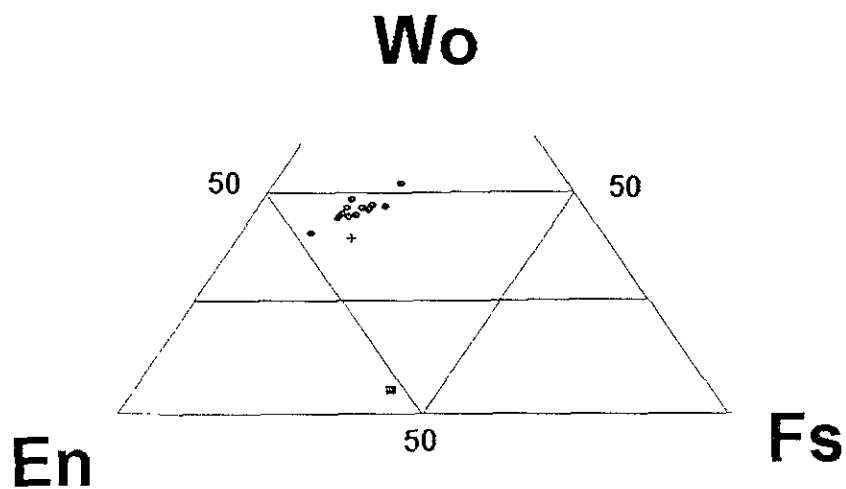


La composición promedio del piroxeno Wo<sub>47</sub>En<sub>38</sub>Fs<sub>15</sub> con poca variación corresponde a una augita normal y es muy cercano al promedio Wo<sub>45</sub>En<sub>43</sub>Fs<sub>12</sub> obtenido por Kring y Boynton (1992) y Shuraytz con colaboradores (1994).

A.



B.



Y6N19-piroxeno:  
 círculo-augita de la matriz;  
 cruz-augita de la corona;  
 cuadrado-piroxeno pobre en calcio.

FIG. 10. DIAGRAMAS OR-AN-AB PARA LOS FELDESPATOS DE LA MATRIZ (ARRIBA) Y WO-EN-FS PARA LOS PIROXENOS (ABAJO) DE LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).

## DISCUSIÓN

La discusión de los resultados obtenidos está organizada de la siguiente manera. Al principio se discuten por separado para cada una de las facies estudiadas el origen y las condiciones de formación de minerales constituyentes y las implicaciones consecuentes del proceso ígneo en cada caso. Después se especifican las condiciones de presión y temperatura a las que fueron sometidas las rocas del blanco. Se sigue con la discusión de la petrogénesis de ambas facies en función del modo de su emplazamiento y, al fin, de las características de los sistemas hidrotermales respectivos.

### ORIGEN Y CONDICIONES DE FORMACIÓN DE MINERALES EN LA ROCA DE FUSIÓN (NÚCLEO C1N10)

#### Cuarzo

El origen del cuarzo en el Núcleo C1N10 se puede inferir con base en las observaciones en catodoluminiscencia (CL). El color de catodoluminiscencia de cuarzo varía según el origen petrogenético y está bien documentado (Zinkernagel, 1978; Owen, 1984). De acuerdo a este material empírico, el color de catodoluminiscencia típico del cuarzo proveniente de ambiente volcánico es un azul pálido, aunque una gama de colores de azul a rojo es posible. El rojo vivo es del todo común y corresponde al cuarzo de rocas intrusivas. El color pardo rojo fue observado en rocas metamórficas de bajo grado. Un color de CL verde se registra para el cuarzo de origen hidrotermal. El origen del cuarzo en las facies bajo estudio puede ser determinado con base en estos datos.

El color CL rojo carente de tonos azules observado para el cuarzo en la roca de fusión C1N10 sugiere descartar su origen volcánico y relacionarlo más bien con un ambiente semejante a una intrusión hipabisal, cristalizándose relativamente lento a temperatura mayor de 573°C.

#### Epidota

La epidota es un mineral típico de rocas metamórficas, producto de metasomatismo de contacto y procesos hidrotermales. Sin embargo, la epidota magmática primaria fue encontrada en granitoides (Zen y Hammarstrom, 1984; Dawes y Evans, 1991; Smirnov y Zin'kova, 1995; Foritz et al., 1995; Keane y Morrison, 1997; Sial et al., 1999).

Los criterios principales de distinción de epidota magmática no están bien definidos, pero la evidencia fuera de dudas es cuando la epidota forma fenocristales, como es el caso de diques dacíticos en Colorado (Dawes y Evans, 1991) Entre otras características se consideran importantes 1) el zonamiento de epidota con núcleo rico en alanita, 2) textura ofítica en la cual la epidota, al parecer, sigue la

cristalización de la hornblenda pero es previa o contemporánea a la biotita, e indirectamente 3) ausencia de alteración de plagioclasa o biotita como parte de procesos metamórficos.

La presencia de la epidota es poco común en sistemas de magmatismo endógeno (Dawes y Evans, 1991) y no se ha reportado en fusiones de impacto, sin embargo, fases portadoras de agua estructural fueron observadas en condensados resultantes de experimentos de choque en ambientes saturados de fluidos por atrapamiento del agua de la nube de vapor que se expande (Gerasimov et al., 1994).

En trabajos experimentales inicialmente fue demostrado que la epidota es estable hasta 700°C en líquido granodiorítico saturado en agua (>12% $H_2O$ ) a 8 kilobares (Naney, 1983). Se presenta en líquido trondhjemítico a 15 kilobares con contenido de agua moderado cerca de la líquida después de la hornblenda, y ocurre aun como fase líquida para contenido de agua >13% (Johston y Wyllie, 1988). Schmidt y Thompson (1996) experimentaron con rocas calcialcalinas (tonalitas y granodioritas) en el rango de 2.1 a 18 kbar y de 550 a 850°C, saturando el sistema con agua y controlando condiciones de la fugacidad de oxígeno ( $fO_2$ ), manteniéndola baja con bufer de bunsenita níquelífera (50:50) o alta con bufer de magnetita-hematita (10:90). Este grupo encontró que las condiciones de poca oxidación,  $fO_2$  baja, la epidota se mantiene estable entre 630 y 790°C y entre 5 y 13 kilobares, y reacciona con el entorno para dar lugar al granate (grosularita) a mayores presiones; las condiciones de mayor oxidación,  $fO_2$  alta, extienden el campo de estabilidad de epidota a mayores temperaturas y a menor presión, hasta 2 kbares. La epidota en dichos experimentos fue observada en forma de cristales idiomórficos (10-15 micras), rectangulares o rómbicos, y era relativamente rica en Fe a bajas y pobre en Fe a más altas presiones (Ps<sub>21</sub> a 6.5 kbar, Ps<sub>10</sub> a 10 kbar, Ps<sub>8</sub> a 18 kbar, a 650°C). En sistemas naturales la epidota tiene las mismas características, y fue notado que la magnetita es más abundante en granitoides libres de epidota magmática que en granitoides que la tienen, es decir, a bajas presiones y a temperaturas superiores a la de estabilidad de la epidota, la magnetita es la fase principal contenedora de  $Fe^{3+}$ . Los óxidos de Fe-Ti y en el caso extremo la hematita son favorecidos por condiciones de mayor oxidación (Hammarstrom and Zen, 1992). Fue inferido, además, que el uso de la epidota como geotermómetro es posible solamente si existe la posibilidad de determinar  $fO_2$  en el magma, y que dada la baja abundancia de la epidota (<5% vol.) ésta no afecta seriamente la distribución de los elementos mayores durante cristalización fraccionada (Brandon et al., 1996).

De las tres formas de epidota encontradas en la roca de fusión del Núcleo C1N10, el origen secundario de los cristales euhedrales dispersos en la roca fue puesto en duda debido a su respuesta óptica poco común, su relación textural con el entorno y relativamente bajo contenido de hierro. Con base



en el resumen de datos experimentales expuestos arriba, la forma cercana a la euhedral y la presencia de microzonamiento, como es el caso de uno de los cristales de la Figura 3I, ha permitido inferir un origen ígneo primario para los cristales esporádicos de la epidota. La morfología euhedral de esta epidota primaria sugiere un crecimiento en un entorno de equilibrio termodinámico.

De la presencia de la epidota primaria en la roca de fusión del Núcleo C1N10 se infiere que, al inicio de cristalización, el fundido se encontraba saturado en agua (>12%) a presiones bajas (< 6.5 kbar), a temperatura mayor de la sólida de un granitoide (>750°C) y se caracterizaba por una alta fugacidad de oxígeno. El contenido alto de agua es requerido para formar una fase portadora de agua estructural como es el caso de la epidota. El origen del agua en el fundido puede atribuirse al desprendimiento del agua de los minerales del mismo blanco, como micas y anfíbolos de la parte granítica y/o yeso de las evaporitas. Las condiciones oxidantes y de presión se infieren de relativamente alto contenido de hierro (alta componente de la pistachita,  $Ps_{>22}$ ) de la epidota y ausencia de granate o alanita. La fugacidad alta de oxígeno, la cual también puede ser inferida de la presencia de cristales de hematita primaria esparcidos en la matriz, ha extendido el campo de estabilidad de la epidota a temperaturas mayores de la de sólida de un granitoide.

### **Feldespatos y clinopiroxeno**

El análisis de la morfología y de la química de los feldespatos formadores de la roca de fusión del Núcleo C1N10 permite distinguir, al menos, tres generaciones de cristales, y relacionarlos con cambios de las condiciones de cristalización y especialmente en el régimen de fluidos.

Una primera generación se compone de plagioclasa rica en calcio. Aparte de la solidificación de la anortita intercrecida con el cuarzo, la cristalización pudo iniciarse con la formación de los cristales tabulares de anortita-bitownita, frecuentemente con una sustitución isomórfica gradual de Ca por Na del centro a la periferia. Los agregados de cristales prismáticos con maclado polisintético de labradorita, o bien, glomerofenocristales, pueden representar las áreas de mayor densidad, donde ocurre una nucleación tupida cuando la temperatura baja ligeramente abajo de la líquida de la labradorita. Esta riqueza en Ca y la presencia de las plagioclasas altas, revelada por los estudios difractométricos realizados, contribuyen a la idea del inicio de la cristalización a temperaturas altas. La morfología cercana a la euhedral y con bajo contenido de potasio puede indicar que la cristalización ocurre en condiciones de relativo equilibrio en la frontera sólido – líquido (Brown y Parsons, 1994).

Una segunda generación incluye una gran cantidad de plagioclasa subhedral de composición intermedia (andesina) en ocasiones con alto contenido de potasio, y de augita más rica en Ca. La

diversidad de la morfología de los cristales de la augita encontrados en la roca de fusión del Núcleo C1N10 sugiere un ambiente heterogéneo, formándose los cristales tabulares y prismáticos en las áreas con mayor fluidez y suministro del material. Con base en trabajos experimentales (Brown y Parsons, 1994), se puede estimar que las temperaturas de formación de estos cristales eran mayores de 700°C; la composición trina no-estequiométrica de algunos cristales de feldespato puede explicarse por la compensación del déficit de Na y Ca en la red cristalina de plagioclasa por el K, mientras una mejor miscibilidad entre los componentes feldespáticos puede ser atribuida a una menor presión de agua a una temperatura superior a la de la sólida. La presencia de inclusiones fluidas y la formación de cristales con vesículas de esta generación puede ser asociada con una segregación de fluidos y pérdida de viscosidad, especialmente en las partes félsicas del fundido inducidos por la pérdida de presión.

Una tercera generación de cristales de feldespatos está representada por las formas esqueléticas. Los cristales prismáticos de plagioclasa de generación anterior acaban en colas de golondrina y se forman cristales tipo funda. Este tipo de formas indica que la velocidad de crecimiento excede la velocidad de difusión de los materiales necesarios (Shelley, 1993). Por analogía con las interpretaciones realizadas por Carstens (1975) de la historia de enfriamiento para las rocas de fusión en los cráteres de Escudo de Escandinavia, se infiere que el zonamiento inverso observado en las plagioclasas en la roca de fusión del Núcleo C1N10 corresponde a las porciones del fundido atrapado entre las partes cristalizadas de cristales esqueléticos. La augita de esta generación en la roca de fusión del Núcleo C1N10 también tiende a formar fundas y agujas. El agotamiento del Mg se refleja en la aparición de la magnetita la cual a veces llega a sustituir a la augita por completo. La formación de la magnetita sugiere una alta fugacidad de oxígeno aún en esta etapa, sin embargo, un poco menor que en la etapa anterior, cuando pudo formarse la hematita o ilmenita primaria. Este cambio mineralógico puede corresponder al incremento de grado de reducción durante la desgasificación de un fundido de impacto en contraste con los magmas de origen volcánico, tendencia observada en productos de impactos experimentales (Gerasimov, 1997) y deducida con base en estudios de volátiles en impactitas de diferentes cráteres (Feldman y Letnikov, 1986). Por último, los cristales aciculares de cuarzo, andesina y oligoclasa se forman alrededor de los esqueletos de los microlitos mencionados, llenando casi todo el espacio libre. Una última generación de cuarzo de cristales anhedrales identificados en la roca de fusión del Núcleo C1N10 pudo formarse en el punto eutéctico del sistema debido al exceso de SiO<sub>2</sub> que caracteriza las fusiones de impacto en sistemas naturales (Lounejeva y Sánchez-Rubio, 1997) y coincide con la tendencia observada en trabajos experimentales de impacto (Yakovlev et al., 1996 a y b). La presencia de cristales de plagioclasa tipo funda para un fundido

de composición riolítica indica que el fundido fue sobreenfriado aproximadamente 150° abajo de la líquida de un granito (650-700°C), mientras que la forma y el tamaño (<200 micras) de las esferulitas sugiere unas temperaturas mayores de 400°C (Lofgren, 1971). Se sugiere un rango semejante de sobreenfriamiento de la roca de fusión del Núcleo C1N10 dada la presencia de los cristales tipo funda encontrados en este estudio y su composición general andesítica-dacítica establecida por varios autores (Hildebrand et al., 1992; Shuraytz et al., 1994; Sánchez-Rubio, 1995 inédito). Un sobreenfriamiento significativo y la sucesiva congelación del fundido se pueden asociar con una pérdida de fluidos en esta etapa.

Un proceso de cristalización definido por los cambios en el régimen de fluidos fue observado en plagioclasas de roca de fusión en el cráter Boltsh (Sazonova et al., 1989).

Las causas de la pérdida discreta de presión en el sistema ígneo se consideran adelante en el inciso Proceso petrogenético.

El origen de las texturas parciales encontradas en la roca holocristalina de fusión por impacto del Núcleo C1N10 compuestas de intercrecimiento irregular (granofídico) de cuarzo con plagioclasa rica en calcio ( $An > 83$ ) es difícil de precisar. Por un lado, se puede ver estas texturas en la roca de fusión por impacto como un análogo de simplectitas en rocas endógenas, o bien, un producto de crecimiento acoplado durante reacciones secundarias y reemplazamiento. Se piensa que las reacciones y reemplazamiento ocurren en espacios (saturados o carentes de fluidos) restringidos a las áreas fronterizas entre los minerales reactantes y se caracterizan por poca movilidad (difusión) del material involucrado en las últimas etapas de cristalización (Shelley, 1993 y referencias; Bard, 1985 y referencias). En apoyo a la idea de formación de cuarzo intercrecido con la plagioclasa por reacción secundaria consideremos la parte de la roca de fusión del Núcleo C1N10 presentada en la foto 31. En esta parte particular se puede observar que la textura granofídica de cuarzo con plagioclasa está rodeando un cristal de la anortita tabular, entrando en este último en forma de bahías cóncavas o abanicos. De considerar esta textura como simplectítica, habría que suponer que el contenido alto de calcio en plagioclasa se debe a un intercambio iónico posterior a su formación. Por el otro, estas partes de la roca pudiesen ser remanentes no digeridos de fragmentos de rocas del basamento cristalino solidificados a una temperatura alta. La posibilidad de que dichos fragmentos en la roca de fusión por impacto del Núcleo C1N10 fueron derivados de rocas graníticas con texturas granofídicas o mirmekíticas se deduce de la presencia de fragmentos granofídicos entre los clastos de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19. La naturaleza heredada y no primaria de estas texturas de la roca de fusión del Núcleo C1N10 se sugiere, además, por una respuesta espectral baja - ausencia casi completa de catodoluminiscencia- análoga a la de mayoría de fragmentos impactados de basamento

en la brecha de fusión del Núcleo Y6N19. De ser el caso, se sugiere que la temperatura elevada de fusión por impacto permitió un comportamiento dúctil de cuarzo y cierta movilidad estructural de feldespato en fragmentos granofídicos o mirmekíticos, con el intercambio de cationes entre el feldespato y el fundido, facilitado, además, por saturación del fundido en fluidos, inferida por la presencia de la epidota ígnea. Tal intercambio de cationes condujo al desalojo de elementos alcalinos mientras el calcio, presente en abundancia en el fundido, ocupó su lugar produciendo este peculiar conjunto de la anortita con el cuarzo. La respuesta al ¿porque los fragmentos granofídicos tuvieron mayores oportunidades de sobrevivencia ante todos los demás?, Pudiese encontrarse en la temperatura pre-impacto baja de estos fragmentos a comparación con los demás o en las condiciones de frontera que se crean en los simplectitas los cuales han de resultar en una mayor resistencia a la propagación de la onda de choque y calor resultante.

Con base en lo expuesto anteriormente se infiere que el proceso petrogenético dominante para formar la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 del Cráter Chicxulub fue la fusión parcial con posibilidad de asimilación de diferentes rocas del blanco con una mayor participación de las rocas de un basamento cristalino rico en cuarzo. Los minerales estudiados revelan un papel importante del calcio en el fundido desde un principio, cuando se forman cristales primarios accesorios de epidota y a lo largo de la cristalización, encontrándose abundante plagioclasa y augita ricas en Ca. El óxido de calcio, altamente reactivo, pudo ser suministrado por las rocas de la plataforma. La descomposición de la calcita y/o dolomita en óxido de calcio y bióxido de carbono fue observada en experimentos bajo presión de choque de 35-45 GPa y 55-65 GPa respectivamente (Martínez et al. , 1995; Gerasimov et al. , 1996), mientras los últimos experimentos de choque a presiones mayores de 25 GPa demostraron la posibilidad de fusión de los mismos carbonatos (Langenhorst et al., 2000; Scala et al. , 2000). En la roca de fusión del Núcleo C1N10 no se encontraron elementos suficientes para suponer una mezcla de dos líquidos, el de los carbonatos y el de los silicatos. Por lo tanto, se sugiere que el aporte de calcio al sistema ígneo sucedió por liberación de óxido de calcio por descomposición de carbonatos y su inmediato ingreso al fundido.

## **ORIGEN Y CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LOS MINERALES EN LA BRECHA DE FUSIÓN (NÚCLEO Y6N19).**

### **Cuarzo**

Los fragmentos chocados de cuarzo en la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 despliegan un color CL rojo pardo. Asumiendo que el color CL no se ve alterado por el choque en el grado alcanzable por los experimentos (Owen et al., 1990), se puede suponer que los xenocristales del cuarzo chocado en la

brecha de fusión con color CL pardo rojizo provienen en su mayoría de basamento cristalino metamórfico (Zinkernagel, 1978).

El color de CL en la gama azul-rojo de los fragmentos policristalinos de cuarzo en la brecha de fusión de  $\text{SiO}_2$ , en contraste con los xenocristales chocados, sugiere fusión y cristalización a temperatura mayor de  $573^\circ\text{C}$ , relativamente rápida en condiciones semejantes a magmatismo volcánico (Zinkernagel, 1978).

### **Anhidrita**

La anhidrita que forma agregados de cristales casi isométricos en vetillas y poros de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 se infiere ser de origen secundario, ya que tanto su ubicación en la roca como sus propiedades ópticas y espectrales corresponden a las descripciones de la anhidrita hidrotermal en varias localidades de yacimientos de cobre porfirico y salinos (Marshall, 1988 y referencias). La diferencia en morfología, propiedades ópticas, ubicación y respuesta espectroscópica permite sugerir que la anhidrita en coronas de reacción y la que forma agregados de cristales prismáticos en fragmentos del basamento y agregados de contornos suavizados que flotan en la matriz tiene un origen diferente a la anhidrita en vetillas y poros de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19. Se sugiere que este otro tipo de anhidrita es de origen primario, o bien, es formada a partir de un fundido o un vapor de sulfatos, con base en los siguientes razonamientos.

Aunque los estudios difractométricos no han revelado presencia de alguna otra forma de anhidrita, más que la anhidrita rómbica, inicialmente pudo ser cristalizada anhidrita monoclinica alta para ser transformada a temperatura alrededor de  $1193^\circ\text{C}$  (Voitkevich et al., 1977) en anhidrita rómbica baja de conocimiento común. Un posible origen ígneo de la anhidrita vermicular identificada en fragmentos granofídicos o mirmekíticos encontrados en el mismo núcleo Y6N19 fue expresada por Warren y colaboradores (1996). La formación de la anhidrita ígnea sugiere riqueza del medio en azufre y altas temperaturas de formación, como es el caso de la anhidrita conocida en ambientes volcánicos (Luhr et al., 1984; Rose et al., 1984; Carroll y Webster, 1994). Los datos experimentales de choque muestran la posibilidad de recristalización de la anhidrita y yeso a causa de impacto (Gerasimov et al., 1996 y 1997). Los datos sobre la geología de la estructura, como son la abundancia de evaporitas en el blanco (Ward et al., 1985) y la intercalación de la brecha de fusión con estratos de anhidrita en el Pozo Yucatán 6 (Maldonado- Maldonado, 1967), dan pauta para involucrar los sulfatos en la fusión. Las temperaturas altas de equilibrio además de la inmiscibilidad entre los líquidos respectivamente altos en sílice y alto en azufre se infieren de la ausencia de algún tipo de reacción entre la anhidrita y el medio silicatado. Este

razonamiento permite además explicar la coexistencia de la anhidrita con la augita en las coronas de reacción.

### **Coronas de reacción**

En sí, el término "corona" o "anillo de reacción" es un término genético para los minerales secundarios que se forman en el borde de un mineral primario en una roca ígnea o metamórfica. Su uso implica que el mineral secundario se ha formado a partir de la reacción entre el mineral primario y el entorno, sea éste un otro u otros minerales primarios, un fluido o una fusión (Cuthbert, 1989). De los mecanismos considerados por Spry (1969), que pueden causar la formación de una corona (acreción magmática primaria a partir de un líquido diferenciado, reacción de cristales primeros en formarse con fundido residual, reacciones en estado sólido con algún fluido intragranular, o reacciones en estado sólido entre los granos adyacentes durante el metamorfismo regional o termal), la reacción de un cristal primario con líquido alrededor es el que más se asemeja al entorno de una brecha de impacto, donde la función de un cristal primario es suplementada por un clasto. La diferencia principal entre las condiciones magmáticas endógenas y de una brecha de fusión por impacto puede consistir en una mayor diferencia entre la temperatura del fragmento sólido y la del medio fundido, por lo cual se crea un gradiente térmico significativo del medio hacia el fragmento. Tal gradiente puede ser el motor principal para transportar el material necesario para la cristalización del mineral envolvente, o bien, en todo caso ha de existir un gradiente positivo de concentración hacia el centro de cristalización. Las coronas encontradas en las brechas de fusión en varios cráteres normalmente consisten en un anillo concéntrico de augita alrededor de cuarzo, seguido por cuarzo y feldespato alcalino intercrecidos. Es el caso de las coronas de los Cráteres Manicougan (Simonds et al., 1978), Mistastin (Fudali, 1974), Dellen (Carstens, 1975) y Manson (Koeberl et al., 1996; Reagan et al., 1996), por mencionar algunos, y son consideradas un rasgo común para las brechas de fusión por impacto. De acuerdo a la propuesta de Simonds y colaboradores (1978) apoyada por otros grupos de trabajo (Koeberl et al., 1996), la formación de las coronas en brechas de impacto se debe a la diferencia composicional entre el cuarzo y la matriz enriquecida en sílice a su alrededor y el desplazamiento consecutivo del equilibrio hacia el campo de la líquida del piroxeno; la cristalización de la augita a su vez mueve el líquido hacia la cotéctica del cuarzo con feldespato. Según Reagan y colaboradores (1996) la formación de las coronas en las brechas de fusión de impacto se debe a la inestabilidad del cuarzo en un medio empobrecido en sílice a cuenta de fragmentación preferencial del feldespato y enriquecimiento consecutivo del fundido en este último

En las coronas de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 de Chicxulub, al igual que en las de otros cráteres, la augita se encuentra presente prácticamente en todas las coronas en menor o mayor porcentaje y difiere poco en su composición de la augita de la matriz. La característica peculiar que distingue la brecha de fusión de Chicxulub de las de otros cráteres (según las descripciones) es que el mineral que sirve como centro de cristalización no necesariamente es cuarzo, sino también puede ser el feldespato, además, fibroso, mientras la corona, aparte de la augita, puede contener en muchos casos la anhidrita, el mineral no silicatado, en vez de feldespato alcalino. Además, Simonds y colaboradores (1978) hacen notar que la augita en los anillos forma cristales robustos alineados radialmente alrededor del núcleo de cuarzo, orientación que tampoco se percibe en las brechas de Chicxulub, donde tanto la augita como la anhidrita se encuentran en cristales prismáticos en arreglos caóticos sin orientación alguna respecto al núcleo central. Estas características mineralógicas y texturales permiten suponer que la formación de las coronas se rige principalmente por el desequilibrio termal más que por desequilibrio químico. De tal manera que la formación de coronas pudo iniciarse por la sublimación a partir de nube de vapor, precursora del fundido, o nucleación a partir del fundido, y la composición mineralógica de la corona ha de corresponder a los componentes mayores del fundido o del vapor.

En apoyo a esta hipótesis, pueden ser mencionados los argumentos siguientes. Los bordes de los clastos centrales de cuarzo normalmente presentan indicios de fusión y en algunas ocasiones son rodeados por una corona de cristales aciculares del mismo cuarzo o feldespato, indicando un repentino sobreenfriamiento de estos cristales. Este enfriamiento pudiese ocurrir si los fragmentos impactados y parcialmente fundidos fuesen arrastrados por una densa nube de vapores subaérea e involucrados en movimiento turbulento de corrientes regresivas asociados a la etapa posterior a la de excavación del cráter. En dicha mezcla, los fragmentos forman a su alrededor una zona de congelamiento en la cual propiamente la cristalización no procede, sino una solidificación del material amorfo y devitrificación posterior del mismo. En este entorno la temperatura pudiese ser cercana a la de cristalización del clinopiroxeno y de la anhidrita ( $>1400^{\circ}\text{C}$ , Voitkevich et al., 1977), por lo cual pudo ocurrir una acelerada sublimación o nucleación de estos minerales, correspondiente a la primera etapa de cristalización considerada por Simonds y colaboradores (1978). En la segunda etapa después del establecimiento del equilibrio térmico y aumento brusco de la viscosidad, el crecimiento de los cristales de la corona cede por falta de difusión del material, dando lugar a una nucleación tupida de augita y feldespato en el resto del líquido.

### **Feldespato y clinopiroxeno de la matriz**

La matriz de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 formada por diminutos cristales de clinopiroxeno y feldespato sugiere un fundido de alta densidad principalmente a causa de su pobreza en fluidos. En tal fundido de viscosidad alta la velocidad de nucleación excede por mucho la velocidad de difusión del material. La misma viscosidad alta impide una mezcla homogénea de porciones de fusión, con diferente proporción entre fluidos y fusión dando como resultado una roca muy heterogénea. La heterogeneidad de la matriz, observada aun al nivel macroscópico, se caracteriza por la existencia de dominios en los cuales varían drásticamente los parámetros siguientes: el contenido de la magnetita (0 ó >3%), tamaño de los cristales, la proporción entre cristales y material criptocristalino, la composición química de los microlitos (feldespatos mezclados, andesina, feldespato alcalino) y del cemento intersticial, reflejándose esta última en diferente respuesta espectral en catodoluminiscencia. Se puede suponer la cristalización de magnetita en dominios con mayor fugacidad de oxígeno.

### **CONDICIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA A LAS QUE FUERON SOMETIDAS LAS ROCAS DEL BLANCO**

El análisis textural y mineralógico de las facies de fusión por impacto de los Núcleos C1N10 y Y6N19 permite definir que la presión dinámica a la que fueron sometidas las rocas del blanco (en su mayoría silicatos del basamento cristalino con menor contribución de carbonos y sulfatos) varía en el rango de 5 y hasta 50 GPa, mientras que las temperaturas postimpacto se han elevado en algunas áreas a más de 1700°C con base en los siguientes argumentos.

En ninguna de las 15 láminas delgadas de la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 se han encontrado fragmentos no digeridos de las rocas del blanco con índices de metamorfismo de impacto para precisar las condiciones P-T a las que fueron sometidas las rocas del blanco. La digestión de la mayoría de los posibles componentes del fundido indica temperaturas y, por lo tanto, las presiones enormemente altas. Sin embargo, se puede inferir que la temperatura inicial del fundido era mayor que la de fusión de cuarzo (1413°C) e incluso cercana a la de anortita (<1553°C, Voitkevich et al., 1977), mientras la presión dinámica necesaria para producir este rango de temperatura puede fijarse de alrededor de 50 GPa (Grieve et al., 1996).

La parte clástica de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19, por lo contrario, conserva abundantes rasgos de metamorfismo de impacto coherentes con el paso de la presión dinámica y de fusión parcial y selectiva a consecuencia de la misma. Entre las transformaciones diapléticas, descritas anteriormente, las deformaciones plásticas en cuarzo y feldespatos son especialmente indicativos para estimar las condiciones a las que fueron sometidas las rocas del basamento, sean éstas ígneas o metamórficas, pero



que contenían estos dos minerales. Los rasgos planos de deformación (RPD) observados en los xenoclastos de cuarzo de la brecha del Núcleo Y6N19, normalmente ocurren ya en la etapa de compresión, consisten en el deslizamiento relativo de porciones de la red cristalina y sugieren un intervalo de presión dinámica de 5 a 35 GPa; sin embargo, para los fragmentos félsicos, en los que se observaron más de tres redes de RPD en el cuarzo se puede sugerir una presión mayor de 20 GPa, ya que la abundancia de los RPD aumenta con la presión (Engelhardt, 1990). El aspecto decorado de la mayoría de los RPD sugiere, además, un proceso de recuperación térmica posterior al choque (Grieve et al., 1996). La presencia de la maskelinita, identificada ópticamente, en algunos fragmentos graníticos corresponde al intervalo 25-35 GPa (Bichoff y Stöffler, 1984). La presencia de vidrio diapléctico, identificado ópticamente, en algunos xenocristales de cuarzo permite inferir que el límite de 35 GPa fue rebasado para estos fragmentos (Grieve et al., 1996 y referencias).

Algunas de las texturas indicativas de fusión parcial y selectiva vistas en la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 también pueden ser relacionadas con las condiciones de formación.

La fusión parcial a causa de las altas temperaturas residuales al paso de la onda de choque se refleja en contornos suavizados y texturas de devitrificación de los fragmentos de la brecha del Núcleo Y6N19, así como en la presencia de vidrio fresco o alterado en la matriz y heterogeneidad mineralógica de la misma. Por un lado, la fusión selectiva avanza sobre las zonas débiles de los minerales de mayor temperatura de fusión, formando texturas de colador en feldespatos, o fundiendo los feldespatos por completo, encontrándose el cuarzo intacto en los mismos fragmentos. La respuesta óptica continua entre diferentes dominios de la textura de colador, observada en los xenocristales separados y en feldespatos dentro de los fragmentos granofídicos de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19, sugiere que la presión dinámica a la que fue sometido el fragmento no ha rebasado 45 GPa (Bichoff y Stöffler, 1984). Las texturas de devitrificación de composición plagioclásica observadas en fragmentos de naturaleza félsica permite inferir que éstos fueron sometidos a una presión de 42 a 45 GPa, eso de acuerdo a los paralelos establecidos entre los rasgos determinantes de cuarzo impactado y plagioclasa coexistente en las brechas de fusión del cráter Láppajärvi (Bischoff y Stöffler, 1984). Por otro lado, la fusión selectiva se refleja, en transformación térmica de la mayor parte de minerales con menor temperatura de fusión. Este proceso pudo provocar la descomposición de la mayor parte de los minerales máficos en un conjunto de minerales nuevos, con preferencia en formación de óxidos de hierro y feldespato alcalino, identificado en partes criptocristalinas de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 con base en los estudios cualitativos de catodoluminiscencia. Tal tipo de la descomposición térmica fue documentada en las impactitas del cráter

Puchezh-Katunki (Sazonova et al., 1995), donde el granate y anfíbola se encontraron descompuestos en agregados de ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, magnetita y ortoclasa, y la biotita descompuesta en agregados de ortoclasa y óxidos de Fe y Ti entre 25 y 30 GPa; la temperatura de dichas transformaciones fue estimada entre 800 y 900°C y tentativamente puede ser asignada para los cambios observados en la brecha de fusión del Núcleo Y6N19.

Una mezcla entre los minerales opacos y feldespato potásico, identificada en partes criptocristalinas de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 con base en los estudios cualitativos de catodoluminiscencia, pueden ser el resultado de descomposición térmica por fusión de impacto selectiva de minerales máficos. Tal tipo de la descomposición térmica fue documentada en las impactitas del cráter Puchezh-Katunki (Sazonova et al., 1995), donde el granate y anfíbola se descomponen en agregados de ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa, magnetita y ortoclasa, y la biotita en agregados de ortoclasa y óxidos de Fe y Ti. Al aceptar la suposición de semejanza del proceso ocurrido en la brecha de fusión del Cráter Chicxulub se puede adscribir la presión dinámica correspondiente a la transformación entre 25 y 30 GPa.

El desarrollo de las fracturas concoidales (*ballen*) sobre algunos de los fragmentos con texturas devitrificadas de cuarzo proporciona información adicional. La formación de estas texturas se atribuye a reducción del volumen hasta 7% durante la conversión de cristobalita alta a baja en cadena de reacciones a partir de vidrio de SiO<sub>2</sub> (Grieve et al., 1996): lechatelierita - cristobalita alta - cristobalita baja - cuarzo beta - cuarzo alfa. Entonces, por un lado, la presencia de las texturas ballen observadas en fragmentos de cuarzo policristalino indica que fue rebasada la temperatura de fusión de sílice de 1700°C. Por el otro, la orientación óptica uniforme entre dominios separados por fracturas concoidales (*subballen*) indica que la presión a la que fueron sometidos estos fragmentos del blanco no ha superado los 50 GPa (Grieve y Stöffler, 1994).

La presencia de fragmentos con diferente grado de metamorfismo de impacto en una porción de fusión relativamente escasa representada por un núcleo es típica de las rocas de fusión por impacto. Este fenómeno corresponde al ambiente altamente dinámico en el que se forman las facies el cual es considerado más adelante.

### **PROCESO PETROGENÉTICO**

Del análisis mineralógico y textural se infiere que el proceso petrogenético principal del origen de ambas facies estudiadas –la roca holocristalina de fusión del núcleo C1N10 y de la brecha de fusión del núcleo Y6N19 - es el metamorfismo de choque en diferente grado seguido por la fusión parcial y selectiva con asimilación preferencial de rocas graníticas.

La onda de choque produjo una zona de fusión, cuyo comportamiento, en un momento inicial, es semejante a los fluidos la cual se extendió hasta el fondo de la cavidad transitoria en forma concéntrica desde el punto de impacto (Melosh, 1989). Es de suponer que el fundido original fue violentamente aplastado, untado sobre el fondo y mezclado con el material eyectado sobre las paredes de la cavidad en un movimiento hacia fuera del cráter, además de salpicar las partes más altas de las paredes. En las paredes del cráter el fundido fue mezclado preferencialmente con material fragmentado de los estratos más altos del blanco Paleozoico-Mesozoico, dando lugar a unidades fundidas más ricas y más pobres en clastos con diferentes propiedades reológicas y turbulencias internas correspondientes, manteniéndose, sin embargo, una relación fusión/desplazamiento relativamente alta. Las texturas presentes en las dos facies estudiadas siguen la misma tendencia observada en otros cráteres de impacto: el tamaño de grano de la matriz tiende a encontrarse en relación inversa con la abundancia de clastos (Simonds et al., 1978; Warren et al., 1996). La riqueza en clastos y variedad de texturas de la brecha de fusión puede ser el resultado de un conjunto de factores entre los cuales, menor presión y consecutivamente la temperatura postimpacto, por un lado, y mayor cantidad y tamaño de fragmentos fríos del basamento, por el otro, son los más importantes. Estos factores influyen sobre la relación fusión/ desplazamiento y a su vez dependen del modo de emplazamiento.

De acuerdo a la ubicación lito-estratigráfica de las facies analizadas dentro de la estructura de Chicxulub, descrita en el inciso Material de estudio, y de acuerdo al modelo general de la dinámica del desarrollo de un cráter de impacto complejo (Melosh, 1989), se puede sugerir el siguiente modo de emplazamiento de cada facie

El emplazamiento de la brecha de fusión representada por los núcleos 15-20 del Pozo Yucatán 6 se puede relacionar con la etapa del desarrollo de la estructura, cuando, debido al decremento de la velocidad hacia fuera del cráter, el fundido en cercanía de las paredes se mezcla con el material extremadamente rico en clastos en movimiento hacia dentro del cráter. El emplazamiento pudo ocurrir por una interacción turbulenta de fusión con una cortina subaérea densa de escombros en movimiento de regreso al cráter, semejante a un flujo piroclástico volcánico, y el aire. El origen de dichas cortinas densas por vórtices asociados a la interacción entre la atmósfera y la cortina de eyección generada por el impacto fue sugerido por Barnouin y Shultz (1994) Los argumentos a favor de esta idea encontrados en la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 incluyen la heterogeneidad textural de la matriz, la ausencia de clastos de contornos aerodinámicos y la presencia alrededor de clastos de las coronas, el inicio de formación de las cuales se atribuye a la condensación. Después del emplazamiento la brecha resulta ser una mezcla entre el material

clástico frío derivado de rocas del blanco y el fundido caliente empobrecida en fluidos; pero solamente 1-2 minutos son suficientes para establecer entre los fragmentos impactados y el fundido un equilibrio térmico (Simonds, 1978), el cual, sin embargo, puede ser local y no excluye gradientes térmicos y, sucesivamente, gradientes de concentración y densidad caóticamente distribuidos en el fundido. El equilibrio térmico se logra por encima de 900°C, es decir, por encima de temperatura indicada por la composición de los feldespatos de la matriz. Esta temperatura elevada permite la recuperación parcial de transformaciones diapléticas en los fragmentos, así como el progreso de la fusión parcial y selectiva, inferidos durante el análisis mineralógico y textural de la parte clástica de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19, y la digestión parcial de la misma. La solidificación inducida por un sobreenfriamiento súbito adicional de la mezcla (fundido + fragmentos) por la interacción con el aire pudo producir las unidades "de color oscuro y con cavidades múltiples" registradas como basalto en partes altas de la brecha (Maldonado-Maldonado, 1967). Las texturas observadas en la parte de la brecha de fusión representada por el Núcleo Y6N19, evidencian a favor de un proceso ígneo relativamente más lento y equilibrado, resultando en desarrollo de las coronas y cristalización casi completa del fundido (la matriz de la brecha). Las pequeñas porciones del líquido o vapor sulfático, con alta fugacidad de oxígeno, atrapado en el fundido de silicatos, da lugar a los diversos agregados de anhidrita prismática alta y, posteriormente, baja. El cambio de la densidad consecutivo a la cristalización y la solidificación de las partes más frías pudo provocar su fracturamiento e inyección o mezcla con nuevas porciones de fusión de los estratos de abajo observadas en la brecha en forma de vetillas de un color más oscuro y de apariencia más densa.

El emplazamiento de la roca holocristalina de fusión del núcleo C1N10 se relaciona con la parte central del fundido de poco desplazamiento horizontal. En el centro del cráter el calor que sigue la onda de choque se propaga a mayores profundidades, en las cuales las rocas del blanco se encuentran precalentadas (a 12 km de profundidad hasta 250°C) y disminuye la barrera térmica a superar y por lo tanto se alcanzan temperaturas extremas del evento. El rebote del fondo de la cavidad transitoria, correspondiente al relajamiento de la corteza profunda, representa una fuente poderosa de calor adicional en la parte central de la fusión (Masaitis, 1989; Masaitis y Naumov, 1993; Crossey et al., 1993). La alta temperatura del fundido (>1700°C), por un lado, y una alta relación fusión/desplazamiento, por el otro, inferidos con base en análisis mineralógico y textural del Núcleo C1N10, permiten que la mayor parte de fragmentos sea digerida por el fundido. El sistema ígneo es sellado por un exceso de escombros en movimiento hidrodinámico de regreso al Cráter. Así un sistema ígneo de tipo hipabisal es simulado en el centro del Cráter y se inicia la cristalización de la parte del fundido representado por el Núcleo C1N10. El

núcleo C1N10 se encuentra a unos 120 m de la cima del estrato del fundido de los 3–7 km sugeridos por Kring (1995), donde el grosor de las capas de sello (más de 400m) permitió conservar los pocos fluidos acuosos dentro del fundido y mantenerse más caliente que la líquida de un granitoide. Los movimientos horizontales del fundido se hicieron más lentos, mientras la convección vertical del calor se agilizó proporcionando una alta velocidad de la difusión respecto a la nucleación en el inicio de cristalización, resultando en la formación la primera generación de cristales, la epidota primaria y la plagioclasa rica en calcio, identificados en la roca holocristalina del Núcleo C1N10. El proceso ígneo posterior es caracterizado por lo menos por dos cambios en el régimen de enfriamiento inferidos corresponder a la segregación (segunda generación de cristales) y al desprendimiento de fluidos (tercera generación de cristales) consecutivos a la pérdida de presión en el fundido.

Dichos cambios en presión de fluidos en el fundido pueden tentativamente relacionarse con la dinámica del desarrollo de la estructura Chicxulub. Así, se puede establecer una correlación entre la segregación de fluidos y el levantamiento del pico central, y entre la pérdida definitiva de fluidos y el colapso del mismo. No obstante, el tiempo necesario para el crecimiento de fenocristales de unos 200 micras observados en la roca de fusión del Núcleo C1N10 enumerado en centenas de días (Lofgren 1971) y el tiempo de formación de estructuras de impacto enumerado en primeros minutos (Melosh, 1989) no permiten insistir en tales correlaciones. Sin embargo, el tiempo necesario para concluir la formación de la estructura Chicxulub se puede poner en duda y ser extendido, dado que el modelado de estructuras a escala se deriva de los modelos para cráteres simples relativamente pequeños y poco se conoce realmente sobre la formación de megaestructuras complejas, multianilladas y con levantamientos centrales, como es el caso.

Además, no se descarta la siguiente opción para explicar el régimen de fluidos. El grosor de la columna litostática encima de cada núcleo después de concluirse la formación de la estructura es alrededor de 700 y de 380 metros respectivamente. En algún momento dado, la diferencia entre la presión relativamente baja de la columna litológica junto con el agua de la cuenca y la presión interna de fluidos en el fundido relativamente alta llega a ser suficientemente grande como para provocar la ruptura de estratos de sello y liberar los fluidos del fundido.

Otra interpretación de cambios de presión en el fundido pudiera involucrar los movimientos convectivos espontáneos en el sistema ígneo causados por el mismo proceso de cristalización e, incluso, probable estratificación del fundido, o bien, explicar los cambios en el régimen de fluidos por procesos internos en el fundido

Alternativamente se puede especular sobre movimientos tectónicos verticales profundos inducidos por la energía del impacto absorbida hasta las profundidades del manto pero liberada un tiempo después de la formación de la estructura Chicxulub.

### **CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS HIDROTERMALES**

Los resultados de este estudio de las facies de fusión del Cráter Chicxulub favorecen una actividad hidrotermal posterior al impacto indicada por la mineralización secundaria.

En la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 la alteración penetrante de mineralización secundaria es representada por el conjunto de albita, epidota, clorita, titanita, hematita, mientras entre los minerales autógenos se encuentran pirita, calcopirita, bornita y calcita .

El cambio general que ha ocurrido en la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 representa un proceso de alteración penetrante en el cual el conjunto de plagioclasa, piroxeno y óxidos de hierro (primarios) se transforma en conjunto de albita, epidota, clorita, titanita y hematita (secundarios). La epidota secundaria pudo formarse utilizando el Ca liberado de la plagioclasa cálcica y el Fe de algún óxido de hierro. Este proceso pudo ser acompañado, además, por la formación de la albita secundaria. Se puede suponer que la hematita la cual aparece actualmente en forma de diminutos cristales bipiramidales, inicialmente fue precipitada como ilmenita para posteriormente perder el titanio y convertirse en óxido de hierro libre de titanio. A favor de tal suposición existen evidencias de exsolución de magnetita en estos cristales, la cual es característica de reacciones subsolidus más típica de la ilmenita que de la hematita. El titanio liberado de esta manera pudo enlazarse con el calcio y sílice para formar la titanita, como lo indica la relación textural observada entre la ilmenita y titanita en su hallazgo único. De otra manera habría que esperar entrada al sistema del titanio en solución de alguna fuente externa. La gran cantidad de cuarzo observada en la roca de fusión y la solubilidad alta de sílice explican la disponibilidad de sílice para transformaciones secundarias. La presencia de epidota y, en menor cantidad, de titanita indica una alteración calci-silíceo determinante del sistema hidrotermal en general. Otros productos de alteración como clorita, calcita y pirita no son los que definen el tipo del sistema, pero forman parte de la mineralogía común para éstos y reflejan un enfriamiento gradual del sistema.

Las condiciones de alteración secundaria ocurrida en la roca de fusión del Núcleo C1N10 se deducen por analogía con los resultados de otros estudios. El mismo conjunto de minerales secundarios (albita, epidota, clorita, titanita, hematita y pirita) registrado en basaltos oceánicos alterados fue encontrado ser correspondiente al rango de 320-230°C de las facies bajas de esquistos verdes (Thompson, 1993). La ausencia en la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 de actinolita, por un lado, y de analcima, por

el otro, indica que las condiciones termales no fueron propias de sus campos de estabilidad, y, de acuerdo con los estudios de los sistemas hidrotermales activos alrededor del mundo (McCarville et al., 1996 y referencias), permite fijar límites respectivos de temperatura para el sistema hidrotermal entre 320 y 150°C, por lo menos en esta parte del Cráter Chicxulub. La formación de la pirita y calcopirita pudo ocurrir a temperaturas intermedias del mismo intervalo. De tal manera que la actividad del sistema hidrotermal en el centro del cráter cesó mucho antes de alcanzar la temperatura ambiente, y tal parece que es una característica común para muchos sistemas hidrotermales en cráteres de impacto (Allen et al., 1982). La formación de la grotita, o bien, la titanita enriquecida en Al y Fe, encontrada en la roca holocristalina de fusión indica un ambiente de presión ligeramente elevada (Dana, 1986), sin embargo, no se hallaron suficientes elementos para cuantificarla o para interpretarla.

Sobre la naturaleza de los fluidos que estaban circulando en el sistema se puede especular lo siguiente. Por un lado, la albitización de la plagioclasa y el desarrollo de feldespato de potasio en la mesostasis, permiten inferir que, al inicio del funcionamiento del sistema, los fluidos fueron ricos en sodio y potasio, e, incluso, suponer un proceso de fenitización, o bien, circulación de fluidos alcalinos durante la fase activa del sistema. Esta suposición tiene eco con índices geoquímicos de fenitización, establecidos en los fragmentos de basamento provenientes de las brechas suevíticas del Pozo Yucatán 6 (Vera-Sánchez, 2000, y referencias). Por otro lado, la precipitación de calcita en los poros puede obedecer la reacción  $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \text{ bicarbonato} = \text{CaCO}_3 \text{ calcita} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  y atestigua a la vez sobre una alcalinidad baja del fluido a finales del sistema. La presencia de epidota en vez de pumpelita corresponde a una alta relación  $\mu\text{CO}_2/\mu\text{H}_2\text{O}$  (Pringle y Kawachi, 1980), mientras que la cantidad de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en epidota se encuentra en dependencia directa de la fugacidad de oxígeno  $f\text{O}_2$ . Todas las epidotas que fueron analizadas presentan un alto contenido de hierro (Ps 26-50) por lo que se puede inferir una alta fugacidad de oxígeno en los fluidos que circulaban a través de la roca de fusión del Núcleo C1N10 durante la fase hidrotermal. Una alta fugacidad de oxígeno en combinación con temperaturas relativamente bajas del sistema hidrotermal pueden explicarse por la cercanía de la superficie y/o un papel oxidante del agua del mar. La cercanía de la superficie se puede excluir, dada la evidencia estratigráfica de los grosores de los estratos encima de la unidad de fusión (>400 m) y la formación de la grotita favorecida por aumento de presión. Por lo contrario, un alto potencial químico de bióxido de carbono respecto al agua puede indicar una alta contribución de carbonatos, provenientes del agua del mar

En la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 la mineralización secundaria registrada es principalmente de carácter autígeno representada por anhidrita, cuarzo, yeso, calcita, dolomita, pirita y probablemente

limonita en espacios porosos. La mineralización penetrante observada en la brecha es constituida principalmente por la hematita y posiblemente por otros óxidos o hidróxidos de hierro.

La distribución omnipresente de la anhidrita secundaria observada en este estudio en la brecha de fusión revela una riqueza de fluidos en  $\text{SO}_4^{2-}$ . Este hecho sugiere que el sistema hidrotermal, por lo menos en el borde del cráter, es dominado por fluidos ricos en azufre de baja alcalinidad y se caracteriza por alta fugacidad de oxígeno. Una alta fugacidad de oxígeno en presencia de hierro (liberado de los minerales ferromagnesianos transformados del mismo fundido o traído por los fluidos de una fuente externa) pudo contribuir a la formación de óxidos de hierro presente en espacios porosos, sin embargo, se opone a la formación de la pirita, aun siendo ésta escasa en la brecha. Esta última contradicción requiere ser explicada. Se conoce (Ohmoto y Goldhaber, 1997) que la coprecipitación de sulfatos y sulfuros, especialmente de la pirita, ocurre típicamente cuando la temperatura de un fluido decrece junto con el incremento de la concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  en un sitio de mineralización; cuanto más baja la temperatura del sistema, mayor cantidad de  $\text{SO}_4^{2-}$  es aportada al sistema, porque la solubilidad de la anhidrita crece al bajar la temperatura a menos de  $300^\circ\text{C}$ , o bien, a temperatura de precipitación de sulfuros. En el caso de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19, el aumento de aporte de  $\text{SO}_4^{2-}$  puede ocurrir por la disolución de la anhidrita intercalada con la brecha en cantidades significantes como se estableció por estudios litológicos (Maldonado-Maldonado, 1967). La formación de la calcita y la dolomita en espacios porosos de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 fue favorecida por la presencia de aguas marinas en los fluidos. La precipitación de yeso indica el aumento de la componente acuosa de los fluidos a temperaturas bajas a finales del funcionamiento del sistema.

El estudio realizado de los minerales secundarios identificados en la brecha de fusión con clastos del Núcleo Y6N19 indican un sistema hidrotermal de temperaturas bajas.

El calor necesario para impulsar y mantener el funcionamiento del sistema hidrotermal pudo ser proporcionado por el fundido, ya que hay evidencias de existencia de un cuerpo grande (Kring, 1995) y la cristalización exotérmica del mismo, y/o por relajamiento de la estructura del cráter, acorde con las sugerencias de Masaitis y Naumov (1993). El origen de fluidos del sistema hidrotermal no se revela con base en este estudio. Sin embargo, se considera posible la entrada al sistema ígneo de aguas marinas, que fueron regresadas a la cuenca del cráter en la parte final de formación de la estructura y poco a poco saturaban los estratos porosos de las suevitas sobreyacentes. La entrada de aguas pudo ser facilitado por el mismo mecanismo inferido anteriormente como posible causa de la pérdida de fluidos del fundido y la última etapa de cristalización, o bien, la ruptura del sello del estrato del fundido por la diferencia creciente



entre la presión de fluidos por debajo y la presión de la columna litológica y del agua por encima de la capa de sello. La formación de minerales altos en K y Na y de la calcita en la roca holocristalina de fusión, así como de calcita y dolomita en la brecha de fusión se encuentran en acorde con el origen marino de aguas.

El sistema hidrotermal en el centro del cráter, de donde proviene el núcleo C1N10, se inició junto con la última fase o poco después de la cristalización. Esta pudo ser la razón del avance de la mineralización de feldespato alcalino en torno de los cristales esqueléticos aciculares de la mesostasis de la roca holocristalina. El establecimiento del sistema hidrotermal en los bordes del cráter al parecer es posterior al proceso ígneo y fracturamiento de la roca, a juzgar por el hecho de que la mineralización secundaria poco penetra en el volumen de la roca y se desarrolla principalmente por las fracturas y poros alineados en direcciones paralelas a estas.

## CONCLUSIONES

El estudio mineralógico realizado de dos facies de impactitas masivas del Cráter Chicxulub- roca holocristalina de fusión de impacto (*holocrystalline impact melt rock*) y brecha de fusión con clastos (*clast bearing impact melt breccia*) – ha permitido inferir las condiciones termodinámicas a las cuales fueron sometidas las rocas del blanco, el modo de emplazamiento durante el evento de impacto y el régimen de cristalización de cada facie y caracterizar parcialmente los procesos de alteración hidrotermal postimpacto.

- I. Del análisis textural y mineralógico se infiere que el proceso petrogenético principal de origen de ambas facies es el metamorfismo de choque en diferente grado seguido por la fusión parcial y selectiva de rocas del blanco, preferencialmente del basamento cristalino rico en cuarzo con una importante contribución de rocas sedimentarias de la cobertura.
- II. Con base en las texturas observadas en la parte clástica de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19, principalmente en fragmentos de granitoides, gneisses y otros inferidos metamórficos de naturaleza no precisada, se infiere que las rocas del blanco fueron sometidos a presión dinámica de 5 a 50 GPa y sufrieron fusión parcial y selectiva a temperaturas residuales a su paso hasta 1700°C.
- III. Los minerales primarios, o bien, formados a partir del fundido, identificados en la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 son plagioclasas, augita, feldespato alcalino, cuarzo, además de óxidos del sistema FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> y epidota accesorios. Los minerales primarios

entre la presión de fluidos por debajo y la presión de la columna litológica y del agua por encima de la capa de sello. La formación de minerales altos en K y Na y de la calcita en la roca holocristalina de fusión, así como de calcita y dolomita en la brecha de fusión se encuentran en acorde con el origen marino de aguas.

El sistema hidrotermal en el centro del cráter, de donde proviene el núcleo C1N10, se inició junto con la última fase o poco después de la cristalización. Esta pudo ser la razón del avance de la mineralización de feldespato alcalino en torno de los cristales esqueléticos aciculares de la mesostasis de la roca holocristalina. El establecimiento del sistema hidrotermal en los bordes del cráter al parecer es posterior al proceso ígneo y fracturamiento de la roca, a juzgar por el hecho de que la mineralización secundaria poco penetra en el volumen de la roca y se desarrolla principalmente por las fracturas y poros alineados en direcciones paralelas a estas.

## CONCLUSIONES

El estudio mineralógico realizado de dos facies de impactitas masivas del Cráter Chicxulub- roca holocristalina de fusión de impacto (*holocrystalline impact melt rock*) y brecha de fusión con clastos (*clast bearing impact melt breccia*) – ha permitido inferir las condiciones termodinámicas a las cuales fueron sometidas las rocas del blanco, el modo de emplazamiento durante el evento de impacto y el régimen de cristalización de cada facie y caracterizar parcialmente los procesos de alteración hidrotermal postimpacto.

- I. Del análisis textural y mineralógico se infiere que el proceso petrogenético principal de origen de ambas facies es el metamorfismo de choque en diferente grado seguido por la fusión parcial y selectiva de rocas del blanco, preferencialmente del basamento cristalino rico en cuarzo con una importante contribución de rocas sedimentarias de la cobertura.
- II. Con base en las texturas observadas en la parte clástica de la brecha de fusión del Núcleo Y6N19, principalmente en fragmentos de granitoides, gneisses y otros inferidos metamórficos de naturaleza no precisada, se infiere que las rocas del blanco fueron sometidos a presión dinámica de 5 a 50 GPa y sufrieron fusión parcial y selectiva a temperaturas residuales a su paso hasta 1700°C.
- III. Los minerales primarios, o bien, formados a partir del fundido, identificados en la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 son plagioclasas, augita, feldespato alcalino, cuarzo, además de óxidos del sistema FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> y epidota accesorios. Los minerales primarios

identificados en la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 son feldespatos de temperatura alta, augita, anhidrita y magnetita.

- IV. La fusión de los sulfatos con formación de líquido sulfático inmisible con el líquido de silicatos se infiere de la presencia de la anhidrita de origen primario identificada en la brecha de fusión del Núcleo Y6N19. Se infiere contribución de los carbonatos al fundido de impacto con base en la presencia de abundantes minerales de calcio identificados en la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10.
- V. Los cambios morfológicos y químicos de los constituyentes de la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 permiten distinguir las siguientes etapas del régimen de enfriamiento y cristalización.
- La primera etapa corresponde a condiciones de relativo equilibrio, caracterizado por un ambiente saturado en fluidos con una elevada fugacidad de oxígeno, baja velocidad de nucleación y alta de difusión del material, resultando en el crecimiento de cristales euhedrales de epidota y plagioclasa con alto contenido de calcio; la cristalización se inicia después del cesamiento de los movimientos hidrodinámicos, absorción por el fundido de los escombros de eyección de punta, consecutivo sellamiento de la parte superficial y sobreenfriamiento del fundido simulando así un sistema hipabisal.
  - La segunda etapa se caracteriza por una pérdida parcial de equilibrio y formación de microlitos subhedrales de plagioclasa media y de la augita a cuenta de una baja de presiones y segregación de fluidos.
  - La tercera etapa se caracteriza por una completa ausencia de equilibrio entre el sólido y el líquido residual, y una alta cinética de crecimiento de formas esqueléticas en la mesostasis.
- VI. La heterogeneidad textural de la brecha de fusión por impacto del Núcleo Y6N19, permite inferir dos etapas de enfriamiento:
- La primera etapa se caracteriza por la nucleación tupida exclusivamente alrededor de los xenoclastos impulsada por la mezcla entre el material eyectado y el fundido o la nube densa de vapor.
  - La segunda etapa es caracterizada por la cristalización de los microlitos de la matriz a temperaturas altas 900-700°C bajo un equilibrio térmico entre la parte clástica y el fundido carente de fluidos a raíz de un significativo sobreenfriamiento del fundido

- VII. En la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 la mineralización secundaria de alteración penetrante es representada por el conjunto de albíta, epidota, clorita, titanita, hematita, y por minerales autógenos como pirita, calcopirita, bornita y calcita. En la brecha de fusión del Núcleo Y6N19 la mineralización secundaria registrada principalmente es de carácter autógeno representada por anhidrita, cuarzo, yeso, calcita, dolomita, pirita y probablemente limonita en espacios porosos. La mineralización penetrante observada en la brecha es constituida principalmente por la hematita y posiblemente por otros óxidos o hidróxidos de hierro.
- VIII. El establecimiento del sistema hidrotermal en el centro del cráter se infiere casi simultáneo a la cristalización de la roca holocristalina de fusión del Núcleo C1N10 y es de tipo calci-silíceo. Los fluidos penetran en todo el volumen de la roca a través de la mesostasis formada por cristales aciculares, además de los poros. El origen de los fluidos se atribuye a las aguas marinas regresadas a la cuenca. El sistema hidrotermal alcanza los bordes del cráter posteriormente a una completa cristalización, contracción y consecutivo fracturamiento de la brecha. La mineralización se propaga principalmente por las fracturas y penetra poco en la matriz de la roca; los fluidos continuamente se enriquecen en  $\text{SO}_4^{2-}$  y son de baja temperatura.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, C.C., Gooding, J.L. y Keil, K. (1992) Hydrothermally altered impact melt rock and breccia: contribution to the soil of Mars. *Journal of Geophysical Research*, Vol.87, No. B12, p.10, 083-10, 101.
- Anderson, T. (1969) *Geology of the San Sebastian Huehuetenango quadrangle, Guatemala, Central America*. Ph.D. Thesis. Austin, University of Texas. 217 p.
- Anderson, T., Burkart, B., Clemons, R., Bohnenberg, O. y Blount, D. (1973) *Geology of the Western Altos Cuchumatanes, Northwestern Guatemala*. *Geological Society of America Bull.*, v. 84, p. 805-826.
- Bard, J.R. (1985) *Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas*. MASSON, 181 p.
- Barnouin, O.S. y Shultz, P.H. (1994) A quantitative assessment of an impact generated ring vortex Lunar and Planetary Science Conference, XXV, p.61-62.
- Basaltic Volcanism Study Project (1981) *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets (1981)*. Pergamon Press, Inc., New York, . 1286 p.
- Bates, R.L. y Jackson, J.A. (1987) *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Alexandria, Virginia.
- Bell, M.S., Reagan, M.K., Anderson, R.R., y Foster, C.T. (1996) Petrography of crystalline clast breccias from Manson M-1 core. *Geophysical Society of America Special Paper 302*, 221-233.
- Blum, J.D., Chamberlain, C.P., Hingston, M.P., Koeberl, C., Marín, L.E., Schuraytz, B.C. y Sharpton, V.L. (1993) Isotopic comparison of K/T boundary impact glass with melt rock from the Chicxulub and Manson impact structures. *Nature*, V. 364, p.325-327.
- Bowes, D.R. (Ed.) (1989) *The encyclopedia of igneous and metamorphic petrology*. Van Nostrand Reinhold, New York.
- Brandon, A.D., Creaser, R.A., y Chacko, T. (1996) Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, V. 271, p. 1845-1848.
- Brown, W.L., y Parsons, I (1994) Feldspars in igneous rocks. In Parsons, I. (ed.) *Feldspars and Their Reactions*. p 449-499.
- Buffler, R.T. y Thomas, W.A. (1994) Crustal structure and evolution of the southern margin of North America and the Gulf of Mexico Basin in Speed, R. (Ed.) *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions*. Boulder Colorado, Geological Society of America

- Campos-Enriquez, O., Morales-Rodriguez, H.F., Domínguez-Mendez, F. y Birch, F.S. (1998) Gauss's theorem, mass deficiency at Chicxulub Crater (Yucatan, Mexico), and extinction of the dinosaurs. *Geophysics*, Vol.63, No. 5, p. 1585-1594.
- Carroll, M.R. y Webster, J.D. (1994) Solubilities of sulfur, noble gases, nitrogen, chlorine, and fluorine in magmas. En Carroll, M.R. y Holloway, J.R. (Eds.) *Volatiles in magmas: Reviews in Mineralogy*, v.30, p. 231-279.
- Carstens H. (1975) Thermal history of impact melt rocks in the Fennoscandian Shield. *Contributions to the Mineralogy and Petrology*, 50, 145-155.
- Cedillo Pardo, E., Grajales Nishimura, J.M., Margolis, S.V. y Alvarez, W. (1992) Petrography and chemistry of Chicxulub melt rocks, Yucatan Peninsula, Mexico: *GSA Abstracts and Programs*, V.24, p.A333.
- Cedillo Pardo, E., Grajales Nishimura, J.M., y Claeys P. (1994a) Evidencias químicas y mineralógicas adicionales en el Crater Chicxulub y su relación con materiales de impacto del límite K-T. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, V.7, No.1, p.37-44.
- Cedillo Pardo E., Claeys P., Grajales Nishimura J.M. y Alvarez, W. (1994b). New mineralogical and chemical constraints on the nature of the target rocks of the Chicxulub crater. *LPI Contribution*, No.825:20-21.
- Claeys, P. (2000) What is exactly the role of evaporites in the Chicxulub event? In *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impact and Beyond*, p. 24-25 (Abstract). *LPI Contribution No.1053*, Lunar and Planetary Institute, Houston.
- Crossey, L.J., Campana, M.E., Gates, T.G. y Mccarville, P. (1993) Post-impact fluid flow and alteration Manson impact structure, manson, Iowa. *Geological Society of America Abstracts and Programs*, v.25, p. A-23.
- Cuthbert, S.J. (1989) Reaction rim. In Bowes, D.R. (Ed.) *The encyclopedia of igneous and metamorphic petrology* Van Nostrand Reinhold, New York, p. 499-503.
- Dana, J.D. y Dana E.S. (1985) *Dana's new mineralogy*. 8th edition. John Wiley & sons.
- Dawes, R.L. y Evans, B.W. (1991) *Bulletin of Geological Society of America*, v.103, p. 1017-1031.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. (1982) *Rock-forming minerals*. Longman, London, vol.1, 2 y 4.
- Dengo, G y Bohnenberg, O (1969) Structural development of Northern Central America. *AAPG memoir* 11, p. 203-220.

- Deutsch, A., Grieve, R.A.F., Avermann, M., Bischoff, L., Brockmeyer, P., Buhl, D., Lakomy, R., Müller-Mohr, V., Ostermann, M. y Stöffler, D. (1995) The Sudbury structure (Ontario, Canada): a tectonically deformed multi-ring impact basin. *Geol Rundsch*, V. 84, p.697-709.
- Donnelly, T.W., Horne, G.S., Finch, R.C. y López-Ramos, E. (1990) Northern Central America: The maya and Chortis block. In Dengo, G y Case, J.E. (Eds.) *The geology of North America. The Caribbean Region*. Geological Society of America, v. A, p. 371-396.
- Engelhardt W. von (1972) Shock produced rock glasses from the Ries crater. *Contributions to the Mineralogy and Petrology*, v.36, p. 265-292.
- Engelhardt, von W. (1990). Distribution, petrography and shock metamorphism of the ejecta of the Ries crater in Germany - a review. In: Nicolaysen, L.O., y Reymold, W.U. (Eds.), *Cryptoexplosions and Catastrophies in the Geological Record*. *Tectonophysics*, 171, p. 259-273.
- Feldman, V.I. y Letnikov, F.A. (1986) Fluidny rezshim impactitov. *Vestnik Moskogo Universitetata*, Ser.4, Geologia, N°4.(en ruso)
- Foritz, I, Vukov, M. y Jovic, V. (1995) Significance of magmatic epidote in the Zeljin Pluton, Siberia. *USGS*, 1995, p. 53-55.
- French, B.M., y Short, N.M.(editors)(1968). *Shock metamorphism of natural materials*. Mono Book, Baltimore, 632p.
- Fudali, R.F.(1974) Genesis of the melt rocks at Tenoumer Crater, Mauritania. *Journal of Geophysical Research*, Vol.79, No.14, p.2115-2121.
- Gaspar-Quezada, A. (1966) Descripción petrográfica, estudio No.Q-66-53, del intervalo 1293.0-1295.95, del Pozo Yucatán No.6, Núcleo No. 16.
- Gerasimov, M.V., Dikov, Yu.P., Yakovlev, O.I., y Wlotzka, F. (1994) Trapping of water vapor from an atmosphere by condensing silicates during pulse vaporization. *Geokhimiya*, No 4, pp. 597-608 (in Russian).
- Gerasimov, M.V., Dikov, Yu.P., Yakovlev, O.I., y Wlotzka, F. (1995) High-temperature vaporization of quartz-calcite-anhydrite/gypsum targets in relation to Chixculub impact. In: *Lunar and Planetary Science Conference XXVI, (Abstracts)*, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, pp. 451-452.

- Gerasimov M.V., Dikov Yu.P., Yakovlev O.I., y Wlotzka F. (1997) Experimental investigation of the chemistry of vaporization of targets in relation to the Chixculub impact. In: Large meteorite impacts and planetary evolution (abstract), Sudbery, LPI Contribution No 922, p. 15-16.
- Gerasimov M.V., Ivanov B.A., Yakovlev O.I., Dikov Yu.P. (1998) Physics and Chemistry of Impacts. Earth, Moon, and Planets, vol. 80, Nos. 1-3, pp.209-259.
- Gerasimov M.V., Dikov Yu.P., Yakovlev O.I., y Wlotzka F. (2000) Impact vaporization: formation of clusters? In: Lunar and Planetary Science Conference XXIX, Abstract #1614, Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas, (CD-ROM).
- Grieve, R.A.F. (1991) Terrestrial impact: the record in the rocks. *Meteoritics*, V. 26, p.175-194.
- Grieve R.A.F., Bottomley R.B., Bouchard M.A., Robertson P.B., Orth C.J. y Atrep, M., Jr. (1991) Impact melt rocks from New Quebec Crater, Quebec, Canada. *Meteoritics*, V.26, p. 31-39.
- Grieve R.A.F., Langenhorst F. y Stöffler D. (1996). Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II. Significance in geoscience. *Meteoritics and Planetary Sciences*, V. 31, p. 6-35.
- Heuschkel S., Lounejeva Baturina E., Jones A. P., Sánchez-Rubio G., Claeys P., y Stöffler D. (1998) Carbonate melt in the suevite breccia of the Chicxulub crater (abstract). *Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.* 79(45), F554, P32C-09.
- Hildebrand A. R., Penfield G. T., Kring D. A., Pilkington M., Camargo Z. A., Jacobsen S. B. y Boynton W. V. (1991) Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico. *Geology*, V. 19(9), p. 867-871.
- Hildebrand, A.R. (1993). The cretaceous/tertiary boundary impact (or The dinosaurs didn't have a chance). Historical development of concept; boundary stratigraphy; evidence of K/T impact; locating of source crater; the Chicxulub crater; extinction mechanism; consequences; conclusiones. *Journal of Royal Astronomy Society of Canada*, V. 82, No.2, p.77-117.
- Hildebrand A.R., Pilkington M., Connors M., Ortiz-Aleman C. y Chavez R.E. (1995) Chicxulub crater size and structure revealed by horizontal Bouguer gravity gradients and cenote distribution. *Lunar and Planetary Science Conference XXVI*, p.603-604.
- Hodge, P. (1998) *Meteorite craters and impact structures of the Earth*. Cambridge Univ. Press, 124p.
- Hutchison, Ch.S. (1974) *Laboratory handbook of petrographic techniques*. Wiley.



- Izett, G.A. (1991) Tektites in KTB rocks on Haiti and their bearing on the Alvarez impact extinction hypothesis. *J. Geophys. Res.*, V. 96, E4, p. 20, 879-20, 905.
- Johnston, A.D., y Wyllie, P.J. (1988) Constraints on the origin of Archean tonalites based on phase relations of Nûk gneiss with H<sub>2</sub>O at 15 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 100, p. 35-46.
- Kapustkina, I.G., y Feldman, V.I. (1988) Fraktionirovaniye meteoritnogo veshchestva v impactnom protzese (en ruso; Traducción del título: Fraccionamiento de material meteorítico en proceso de impacto) *Geokhimiya*, No.11, p.1547-1557.
- Keane, S.D. y Morrison, J. (1997) Distinguishing magmatic from subsolidus epidote: laser probe oxygen isotope compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 126, p. 265-274.
- Keller, G. (2000) Mass extinctions, catastrophes and environmental changes. In *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impact and Beyond*, p.90-93 (Abstract). LPI Contribution No.1053, Lunar and Planetary Institute, Houston.
- Kettrup B., y Deutsch A. (2000) Composition and variability of the crystalline basement at the Chicxulub target site deduced from geochemical petrographical data clasts in impactites. In *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impact and Beyond*, p.92-93 (Abstract). LPI Contribution No.1053, Lunar and Planetary Institute, Houston.
- Kettrup, B., Deutsch, A., y Ostermann M. (2001) Chicxulub impactites: geochemical clues to the precursor rocks. *Meteoritics and Planetary Sciences*, en prensa.
- Koeberl, C., Sharpton, V.L., Schuraytz, B.C., Shirey, S.B., Blum, J.D., y Marin, L.E. (1994) Evidence for a meteoritic component in impact melt rock from Chicxulub structure: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 1679-1684.
- Koeberl, C., Reimold, W.U., Kracher, A., Träxler, B., Vormajer, A., y Kormer, W. (1996) Mineralogical, petrological and geochemical studies of drill cores samples from Manson impact structure, Iowa. *Geological Society of America Special Paper* 302, p.145-209.
- Kring, D.A. (1995) The dimensions of the Chicxulub impact crater and impact melt sheet. *Journal of Geophysical Research*, v.100, No E8, p.16, 979-16, 986.
- Kring D. A. y Boynton W. V. (1992) Petrogenesis of an augite-bearing melt rock in the Chicxulub structure and its relationship to K/T impact spherules in Haiti. *Nature*, V. 358(6382), p. 141-144.

- Kring, D.A y Boynton, W.V.(1993). K/T melt glasses. *Nature*, V.362, p. 503-504.
- Kring, D.A., Hilderbrand, A.R. and Boynton, W.V. (1993) The petrology of an andesitic melt rock and a polymict breccia from the interior of the Chicxulub structure, Yucatan, Mexico. *Lunar and Planetary Science Conference XXIV*, p.755-756.
- Krogh T.E., Kamo S.L., Sharpton V.L., Marin L.E., y Hildebrand A.R. (1993) U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. *Nature*, V.366, p.731-7334.
- Lange, J.-M., Bollinger, K., Horn, P., Jessberger, E.K., Schaaf, P. y Storzer, D. (1995) Moldavites from Lusatia (Germany) III: Sr-isotope.,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -, and fission track- studies. *Lunar and Planetary Science Conference XXVI*, p. 8223-824.
- Langenhorst, F., Deutsch, A., Ivanov, B.A., y Hornemann, U. (2000) On the shock behavior of  $\text{CaCO}_3$ : dynamic loading and fast unloading experiments-modeling -mineralogical observations. *Lunar and Planetary Science Conference 29*, Houston, Texas.
- Lee W.-J. y Wyllie P. J. (1996) Liquid immiscibility in the join  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaCO}_3$  to 2.5 GPa and the origin of calciocarbonatite magmas. *J. Petrol.* 37(5), 1125-1152.
- Lofgren, G. (1971) Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J.Geoph.Res.*, 76, 26: 5635-5648.
- López-Ramos E. (1975) Geological summary of the Yucatán Peninsula. In Nairn, A. E. M., y Stehli, V.(Eds.) *The Ocean Basins and Margins*, v. 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean, p. 257-282. Plenum, New York.
- López-Ramos, E. (1983) *Geología de México*. Tomo III, 3a edición, p. 269-301.
- Lounejeva Baturina, E. y Sánchez Rubio, G. (1996). Geoquímica de rocas fundidas por impacto meteorítico. *Actas INAGEQ*, 2, p.11-16.
- Lounejeva E., Sánchez Rubio, G., Heuschkel, S., Clayes, Ph. y Cedillo-Pardo E. (1998) Shocked metamorphosed calcite and anhydrite in Chicxulub breccia: cathodoluminescence contribution. *Memorias de la Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, México, D.F., sept. 1998, p. 61.
- Lounejeva, E., Ostroumov, M. y Sánchez-Rubio, G. (2000a) Polimorfos de alta presión de sílice en las impactitas de Chicxulub, México: resultados de espectrometría Raman. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol 17, No.2 , p.138-142

- Lounejeva, E., Ostroumov, M. y Sánchez-Rubio, G. (2000b) Contributions to the mineralogy of Chicxulub: in situ Raman spectroscopy evidence of coesite in suevite. In *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impact and Beyond*, p.115 (Abstract). LPI Contribution No.1053, Lunar and Planetary Institute, Houston.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E. y Varecamp, J.C. (1984) The 1982 eruption of El Chichón Volcano, Chiapas, México: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, p. 69-108.
- Macías Romo, C. (1992) Manual de consulta para el laboratorio de molienda y separación de minerales. Metodología de separación de circones. Reporte interno del Instituto de Geología, UNAM, 8p.
- Maldonado-Maldonado, J.(1967) Informe geológico final del pozo Yucatan No.6.PEMEX, Supcia.General de Exploración Distrito Sur, 12 p.
- Marakushev, A.A.(Ed.) (1981). *Impactitas*. Editorial de la Universidad Estatal de Moscú, 240p.(en ruso)
- Mariano, A.N. y Ring P.J. (1975) Europium-activated cathodoluminescence in minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, p. 649-660.
- Marshall, R.H. (1974) petrology of the subsurface Mesozoic Rocks of the Yucatan Plataform, Mexico. Master's Thesis. The department of Earth sciences, University of New Orleans. 150 p.
- Marshall, R.H., Ward, W.C. y Weidie, A.E. (1976) Stratigraphy and depositional history of subsurface Mesozoic strata of the yuctana peninsula: carbonate rocks and hydrology of the Yucatan peninsula, Mexico. New Orleans Geological Society, Field Trip Guide.
- Martinez I., Deutsch A., Schärer U., Ildefonse Ph., Guyot F., y Agrinier P. (1995) Shock recovery experiments on dolomite and thermodynamical calculations of impact induced decarbonation. *Journal of Geophysical Research*, 100, B8, p.15, 465-15, 476.
- Marton, G.L. y Buffler, R.T. (1994) Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *International Geological Review*, v. 36, p. 545-586
- Masaitis, V.L., Danilin, A.I., Mashchak, M.S., Raikhlin, A.I.(1980) *Geologia astroblem* (en ruso) Nedra, Leningrado, 1980, 231 p.
- Masaitis, V.L. and Naumov, M.V (1993) Puchezh-Katunki impact crater: preliminary model of hydrothermal circulation system (abstract): *Meteoritics*, v. 28, p.390-391.

- McCarville, P. y Crossey, L. (1996) Post-impact alteration of the Manson impact structure. *Geophysical Society of America Special Paper 302*, p.347-375.
- Medlin, W.L. (1963) Emission centers in thermoluminescent calcite, dolomite, magnesite, aragonite, and anhydrite. *Journal of Chemical Optical Society of America*, 53, p.126-1285.
- Melosh, H.J.(1989) *Impact cratering: A Geological Process*. Oxford Univ.Press, New York, 245p.
- Meyerhoff, A.A., Lyons, J.B. y Officer, C.B. (1994) Opinion: Chicxulub structure: A volcanic sequence of Late Cretaceous age. *Geology*, V.22, p.3-4.
- Moore K. R. y Wood B. J. (1998) The transition from carbonate to silicate melts in the CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> system. *Journal of Petrology*, V. 39 (11y12), 1943-1951.
- Moreno-Hertz, P.E. (1988) Estudio estratigráfico sedimentológico y bioestratigráfico de las rocas del Mesozóico en la Plataforma de Yucatán. Proyecto I.M.P. C-3027. 64 p.
- Morgan J., Warner M. y The Chicxulub Working Group (Brittan, J., Buffler, R., Camargo, A., Christeson, G., Denton, P., Hildebrand, A., Hobbs, R., Macintyre, H., Mackenzie, G., Maguire, P., Marin, L., Nakamura, Y., Pilkington, M., Sharpton, V., Snyder, D., Suarez, G., and Trejo, A. ) (1997) Size and morphology of the Chicxulub impact crater. *Nature* 390, 472-476.
- Morgan, J., y Warner, M. (1999) Chicxulub: The third dimension of a multi-ring impact basin. *Geology*, V.27, No. 5, p.407-410.
- Muir T.L., y Peredery, W.V. (1984) The Onaping Formation, in Pye E.G., et al., eds., *The geology and ore deposits of the Sudbury structure: Ontario Geological Survey Special Volume 1*, p.139-210.
- Naney, M.T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, V. 283, p. 993-1033.
- Newcomb, W. (1975) *Geology, structure and metamorphism of the Chuacus Group, Rio Hondo quadrangle and vicinity, Guatemala*. Ph.D. Thesis. State University of New York.
- Ohmoto, H., y Goldhaber M.B (1997) Sulfur and carbon isotopes. In Barnes, H.L. (Ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley & Sonc, Inc., p.535-547.
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre-Salazar, L.M, Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S A y Nieto-Samaniego, A.F. (1992) Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la Republica Mexicana (Escala 1: 2'000, 000)

- Owen M.R., Anders M.H., Barber A.A., Condon P.D., y Haughton M.G. (1990) A closer look at cathodoluminescence of shocked quartz at the K/T boundary. Geological Society of America Special Paper 247, p. 343-347.
- Penfield, G.T., y Camargo, Z.A. (1981) Definition of a major igneous zone in the central Yucatan platform with aeromagnetism and gravity. In Technical Program, abstracts and biographies (Soc. of Explor. Geophys. 51th annual meeting): Los Angeles, Society of Exploration Geophys, p.37.
- Pindell, J.L. (1985) Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf de Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean. *Tectonics*, v. 4, p. 290-300.
- Pringle, I.J. y Kawachi, Y. (1980) Axinite mineral group in low grade regional metamorphosed rocks in southern New Zeland. *American Mineralogy*, V.65, p. 1119-1129.
- Quezada-Muñetón, J.M, Marín.L.E., Sharpton, V, Ryder, G and Schuraytz, B.C. (1992) The Chicxulub impact structure: shock deformation and target composition. Lunar and Planetary Science Conference, XXIII:1121-1122.
- Ramdohr P. (1983) *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon Press, Second edition.
- Reyes Salas, M. y Martiny, B. (1993) Instructivo básico para el manejo del microscopio electrónico de barrido JEOL-35C y el equipo de energía dispersiva Tracor Northern. Instituto de Geología, Departamento de Geoquímica.
- Reagan M.K., Foster CT., Bell M.S., y Anderson R.R. (1996) Preferential feldspar comminution in impact melt breccias from the M-1 core of the Manson impact structure. *Geophysical Society of America Special Paper 302*, p. 235-243.
- Reimold, W.U., Koeberl, C., y Bishop, J. (1994) Roter Kamm impact crater: Geochemistry of basement rocks and breccias. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 58, No.12, p.2689-2710.
- Roberts, R. e Irving, E. (1957) Mineral deposits of Central America. *U.S.G.S. Bull.*, no. 1034, p. 205.
- Roddy, D.J., Pepin, R O y Merrill., R.B. (Eds ) (1977) *Impact and explosion cratering*. Pergamon Press, New York.
- Ryder, G. (1990) Lunar samples, lunar accretion and the early bombardment of the Moon. *Eos*, V.71, p. 313-323.
- Ryder, G, Fastovsky, D y Gartner, S. (Editor) (1996) *The Cretaceous –Tertiary Event and other Catastrophes in Earth History* GSA SP 307.

- Rose, W.I., Bornhorst, T.J., Halsor, S.P., Capaul, W.A., Plumley, P.S., de la Cruz-Reyna S., Mena, M. y Mota, R. (1984) Volcán El Chichón, Mexico: pre-1982 S-rich eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, p. 147-167.
- Salvador, A. (1991) Origin and development of the Gulf of Mexico basin. In Salvador, A. (Ed.) *The Gulf of Mexico Basin*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, v. J, p.389-444.
- Sánchez-Rubio, G. y Lounejeva, E. (1997) Evidencias de impacto meteorítico en las fases cristalinas de Chicxulub, México. *Memorias del Primer Congreso Nacional de Cristalografía*, San Luis Potosí, S.L.P..
- Sánchez-Rubio, G, Reyes-Salas, M.A. y Nieto-Samaniego, A.F. (1991). Meteorite Allende III: a SEM study of its glass phase. 16 symposium on Antarctic meteorites. National Institute of Polar researchs, Tokyo; p.43-44.
- Sazonova L.V., Feldman V.I., y Korotaeva N.N. (1989) Plagioclase crystallization peculiarities in impact melts of Boltysh astrobleme (USSR). *Lunar and Planetary Science Conference XX*, 952-953.
- Sazonova L.V., Feldman V.I., y Korotaeva N.N. (1995) Transformation conditions of plagioclase and dark-colour minerals from Puzhezh-Katunki astrobleme rocks. *Lunar and Planetary Science Conference XXVI*, 952-953.
- Scala, R., y Hörtz, F. (2000) Mineralogical studies of experimentally shocked dolomite: implications for the outgassing of carbonates. In *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impact and Beyond*, p.202-203 (Abstract). LPI Contribution No.1053, Lunar and Planetary Institute, Houston.
- Schmidt, M.W.y Thompson, A.B. (1996) Epidote in calci-alkaline magmas: An experimental study of epidote in magmatic evolution *American Mineralogist*, V.81, p.462-474.
- Schmidt, M.W.y Thompson, A.B. (1996) Epidote in cal-alkaline magmas:An experimental study of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, V.81, p.462-474.
- Schuraytz, B.C. , Sharpton, V.L., y Marin, L.E. (1994). Petrology of impact melt rocks at the Chicxulub multiring basin, Yucatan, Mexico. *Geology*, V. 22, p.868-872.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R.C. (1993) Tectonostratigraphic terrans and tectonic evolution of Mexico. *The Geological Society of America Special paper* 278.

- Sharpton, V. L., Dalrymple, G. B., Marin, L. E., Ryder G., Schuraytz, B. C. y Urrutia, J. (1992) New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, V. 359, p.819-821.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, microstructures, and mineral preferred orientations*. Chapman & Hall, 445 p.
- Short, N.M., y Gold, D.P. (1996) Petrography of shocked rocks from central peak at the Manson impact structure. *Geophysical Society of America Special Paper 302*, 245-265.
- Sial, A.N., Toselli, A.J., Saavedra, J., Parada, M.A. y Ferreira, V.P.(1999) Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristic of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brasil, Argentina and Chile. *Lithos*, V.46, p. 367-392.
- Simonds CH., Floran R.J., McGee P.E., Phinney W.C., y Warner J.L. (1978) Petrogenesis of melt rocks, Manicougan impact structure, Quebec. *Journal of Geophysical Research*, 83, B6, 2773-2788.
- Smirnov, V.N. y Zin'kova, ye.A.(1995) Magmatic epidote in granitoids of the Verhiset massif, Middle Urals. *Transitions (Doklady) of the URSS Academy of Earth Sciences, Sec.329 A, (199-504)*, p. 105-107.
- Spry, A., (1969) *Metamorphic textures*. Oxford:Pergamon press.
- Stöffler, D. (1971) Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks in impact craters. *Journal of Geophysical Research*, V. 76, p.5541-5488.
- Stöffler, D. and Grieve, R.A.F. (1994) A proposal to the IUGS subcommission on systematics of metamorphic rocks. *LPSC XXV*, p. 1347-1348.
- Swisher , C.C. Grajales-Nishimura, J.M , Montanari, A., Margolis, S.V., Claeys, P., Alvarez, W., Renne, P., Cedillo-Pardo, E., Maurrasse, F., Curtis, G. H., Smit, J., y McWilliams, M. O., ( 1992) Coeval  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of 65 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary tektites. *Science*, 257, 954-958.
- Thompson G. (1993) *Metamorphic and hydrothermal processes:basalt-sea water interaction*. En Floyd, P.A. (Ed.) (1991) *Oceanic basalts*. Blackie (Glasgow and London) and Van Nostrand Reinhold (New York), p. 148-173.
- Van der Voo, R., Mauk , F.J y French, R.B. (1972) Permian-triassic continental configurations and origin of the Gulf of Mexico. *Geology*, v.4, p.177-180

- Vera-Sánchez, P., 2000, Caracterización geoquímica de las unidades basales del bloque de Yucatán y su afinidad con unidades similares en el Golfo de México: México, Distrito Federal, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 105 p.
- Viniegra, O. (1971) Age and evolution of salt basin of Southeastern Mexico. AAPG, v.55, p.478-494.
- Voitkevich, G.V., Miroshnikov, A.E., Povarennyj, A.C. y Projorov, V.G. (1977) *Kratkii spravochnik po geokhimii*. Moskva, Nedra, 2 ed. 184 p.
- Ward W.C., Keller., Stinnesbeck W., y Adatte T. (1995) Yucatan subsurface stratigraphy: implications and constraints for the Chicxulub impact. *Geology*, 23, 10, 873-876.
- Warren P. H., Claeys P. y Cedillo-Pardo E. (1996) Mega-impact melt petrology (Chicxulub, Sudbury, and the Moon): Effects of scale and other factors on potential for fractional crystallization and development of cumulates. In *The Cretaceous-Tertiary Boundary Event and other catastrophes in Earth history*, Geological Society of America, Special Volume 307, p.105-124.
- Weidie, A.E., Ward, W.C. y Marshall, R.H. (Eds.) (1985) *Geology and Hydrology of the Yucatan and Quaternary geology of Northern-eastern Yucatan*. New Orleans, Louisiana, New Orleans Geological society.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: a global tectonic aproach*. London, UNWIN HYMAN, Ch.3. p. 37-72.
- Yakovlev O.I., Dikov Yu.P., Gerasimov M.V., Bychkov A.M. (1996a) Investigation of high-temperature pulse vaporization of solid solutions in the albite-orthoclase system. *Geokhimiya*, No 8, p. 782-790. (in Russian).
- Yakovlev O.I., Dikov Yu.P., Gerasimov M.V., Bychkov A.M., y Wlotzka F. (1996b) High-temperature vaporization in the albite-orthoclase system. In: *Lunar and Planetary Science Conference XXVII (abstracts)*, Lunar and Planetary Institute, Houston, p. 1465-1466
- Zen, E-an, y Hammarstrom, M. (1984) Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, v.12, p. 515-518.
- Zinkernagel, U. (1978) Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. En Füchtbauer, H., Lisitzin, A.P., Milliam, J.D. y Seibol (ed's.) *Contributions to Sedimentology*, v. 8, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 69p.



## APÉNDICE 1. TÉRMINOS ASOCIADOS CON LA FUSIÓN POR IMPACTO

El metamorfismo de impacto como proceso genético se asocia al paso de la presión dinámica (onda de choque) y resulta en transformaciones diaplécticas (ver Apéndice 2), fusión (parcial o completa) y evaporación (parcial o completa) de las rocas del blanco. El término de metamorfismo por impacto durante muchos años fue aplicado para describir el origen de todo tipo de productos de impacto, a los cuales pertenecen también las rocas de fusión por impacto. En los últimos años el término de metamorfismo de impacto (*shock metamorphism*) en la literatura más acentuadamente se reserva para transformaciones diaplécticas, mientras que los rasgos que implican fusión por impacto se describen bajo el término de fusión por impacto (*impact melting*). Las transformaciones diaplécticas-(del griego *diaplesso*: destruido a golpes) abarcan procesos diferentes en su naturaleza física pero en conjunto conducen a la degeneración de la materia cristalina. Incluyen las destrucciones frágiles, deformaciones plásticas, isotropización y descomposición térmica de minerales.

A las rocas de fusión por impacto hasta ahora no se les aplica el término de rocas magmáticas dado que el origen del magma, o bien, el fundido de roca, históricamente se enlaza con procesos endógenos (Bates y Jackson, 1987). Sin embargo, el fundido de roca a causa de impacto en opinión del autor de este escrito bien puede ser considerado ser el magma en *sensu stricto*, y por lo tanto considerar *los productos de fusión por impacto* ser productos magmáticos, independiente de la forma en la que se presente (el volumen, la forma de yacimiento o la distancia de la estructura de impacto). Para evitar las confusiones en este trabajo se sigue la tendencia tradicional de la terminología, dejando toda vez el término *rocas o materiales ígneos de impacto*, ya que el término *ígneo* no es restringido por el origen del fundido (Bates y Jackson, 1987).

El magmatismo endógeno se origina principalmente a cuenta de la fusión parcial de rocas profundas encontrándose éstas homogéneamente calentadas y bajo cierta presión litostática. La fusión parcial es facilitada sea por la introducción de fluido y disminución de temperaturas de fusión de los minerales o sea por liberación de energías acumuladas en movimientos tectónicos. El fundir las rocas a temperaturas cercanas a las temperaturas de fusión de minerales formados de roca, el ascenso de la fusión por diferencia de densidades y la integración a la cámara magmática transitoria del material atravesado por ésta, así como el emplazamiento de los intrusivos y su cristalización, resulta ser un proceso geológicamente lento enumerado en millones de años. La erupción de las rocas volcánicas a la superficie por lo contrario conduce a reducción esencial de tiempos de cristalización.

Los términos utilizados para describir los procesos petrogenéticos principales del magmatismo endógeno incluyen fusión parcial equilibrada o fraccionada, asimilación, mezcla de magmas y combinaciones entre estos (Wilson, 1989). Cada uno de estos procesos tienen sus peculiaridades si tratamos de utilizarlos para describir una fusión por impacto.

La fusión parcial implica producción de un magma, o bien, un fundido de roca, en cualquier proporción menor que la fusión completa de un entero. Los mecanismos principales para activar la fusión parcial endógena incluyen aumento de temperatura por perturbaciones del gradiente térmico, decremento de la temperatura de la sólida y de la líquida del manto a causa de adición de volátiles y /o descompresión adiabática de las rocas del manto. El último mecanismo hasta cierto grado puede ser semejante al proceso de la descompresión que sigue el paso de la onda de choque y es el principal mecanismo responsable de producción de fusiones de impacto.

El proceso fraccionado sea de fusión o viceversa de cristalización implica una continua segregación del líquido del sólido residual o recién formado para cada caso. Tal proceso reduce a cero la reacción entre las fases líquida y sólida y conduce a la diferenciación de un magma. Para que se realice un proceso fraccionado en un fundido de impacto, este necesariamente tiene que ser de un volumen suficientemente grande, y ha de encontrarse además en condiciones de poco movimiento (Warren et al., 1996). El proceso fraccionado fue reconocido para el cráter Sudbury, en el cual el Complejo Ígneo de Sudbury (SIC) es caracterizado por una relación fusión/desplazamiento alta (0.45) y se encuentra estratificado, siendo su parte inferior formada por las noritas con texturas cumulativas, la cual gradualmente cambia a un gabbro de cuarzo y la parte superior es representada por un granófiro (Deutsch et al., 1995 y referencias).

Una mezcla de magmas ocurre cuando en una cámara magmática vieja se inyectan porciones de un magma endógeno recién formado. El grado de homogeneización entre los dos líquidos depende de sus propiedades reológicas, principalmente de la viscosidad y del impulso inicial de la inyección. Una mezcla de magmas de diferente composición en un cráter de impacto también puede tener lugar. Hasta la fecha no se ha comprobado con certeza si un impacto puede funcionar como un mecanismo de gatillo (*trigger*) para provocar inyecciones de un magma endógeno. Sin embargo, es muy probable que los fundidos producidas en diferentes regiones del blanco, distribuido tanto verticalmente como sobre el área del sitio del impacto, se mezclarán debido a la misma dinámica de movimientos durante la formación de una estructura de impacto. De hecho, este proceso es el considerado como base para realizar el cálculo de un producto ígneo de impacto como mezcla en la cual las rocas del blanco participan con su porción

respectiva. El grado de la homogeneización depende de los mismos parámetros mencionados, entre los cuales la cinética de desplazamientos y temperatura juegan un papel determinante.

De tal manera que una fusión por impacto implica una fusión parcial necesariamente junto con asimilación y mezcla tanto de las rocas del blanco como del proyectil. La fusión por impacto puede tener carácter selectivo, dada la alta velocidad de propagación del calor y su dependencia de condiciones de frontera entre los componentes de la misma roca y entre diferentes rocas. La fusión parcial puede ser acompañada además por evaporación parcial y/o selectiva del material de los mismos difícil de tenerse en cuenta, o bien, conduce a los procesos no-isoquímicos y no-equilibrados.

**Kilobar** (kbar) es unidad de medición de presión, es igual a 0.1 gigapascals (GPa) y a mil atmósferas. 1

$$\text{GPa} = 10^9 \text{ Pa} = 10 \text{ kbar}; 1 \text{ bar} = 1 \text{ atm} = 10^5 \text{ Pa}.$$

APÉNDICE 2. COMPOSICIÓN DE ALGUNOS MINERALES EN DOS FACIES DE FUSIÓN – ROCA HOLOCRI­STALINA Y BRECHA CON CLASTOS- DEL CRÁTER DE IMPACTO CHICXULUB, MÉXICO.

## C1N10, feldespatu

Análisis	510	560	515	643	626	514	543	V-A-7	V-A-8	V-A-11	IV-B-10	IV-B-3
Grupo morfológico	1	1	1	1	1	1	1	1A	1A	1A	1A	1A
óxido / % en peso												
SiO <sub>2</sub>	64.03	63.23	64.99	57.59	61.81	66.01	68.83	54.17	54.95	54.76	55.6	56.91
TiO <sub>2</sub>	0.1		0.13	0		0.05						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.83	22.92	24.99	22.37	24.04	24.41	18.61	29.83	29.73	29.78	29.68	28.55
FeO	0.5	0.09	0	2.96	0.36	0.15	0.31					
MnO	0.07	0.07	0.07	1.63	0.24	0.24	0.03					
MgO	0	0.31	0	0.21	0.39	0.08	0.3					
CaO	10.19	12.93	9.52	13.75	11.65	8.21	10.01	12.46	11.78	11.78	11.22	10.31
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.12	0.17	0.38	0.55	0.56	0.53	3.54	3.54	3.67	3.5	4.23
K <sub>2</sub> O	0.17	0.34	0.14	0.71	0.76	0.3	0.87					
suma	100.00	100.01	100.01	99.60	99.80	100.01	99.49	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00
Número de cationes en la fórmula con base en 8 átomos de oxígeno												
Si	2.788	2.783	2.812	2.641	2.736	2.851	3.008	2.437	2.463	2.456	2.484	2.537
Ti	0.003	0.000	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.274	1.189	1.274	1.209	1.254	1.242	0.958	1.581	1.570	1.574	1.563	1.500
Total de cat en tetr.	4.066	3.972	4.091	3.850	3.991	4.095	3.966	4.018	4.033	4.031	4.046	4.037
Fe	0.018	0.003	0.000	0.114	0.013	0.005	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.003	0.003	0.003	0.063	0.009	0.009	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.020	0.000	0.014	0.026	0.005	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.475	0.610	0.441	0.676	0.553	0.380	0.469	0.600	0.566	0.566	0.537	0.492
Na	0.009	0.010	0.014	0.034	0.047	0.047	0.045	0.309	0.308	0.319	0.303	0.366
K	0.009	0.019	0.008	0.042	0.043	0.017	0.048	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total de cationes	4.581	4.637	4.557	4.792	4.681	4.558	4.560	4.927	4.906	4.916	4.886	4.895
An	96%	95%	95%	90%	86%	86%	83%	66%	65%	64%	64%	57%
Ab	2%	2%	3%	4%	7%	11%	8%	34%	35%	36%	36%	43%
Or	2%	3%	2%	6%	7%	4%	9%	0%	0%	0%	0%	0%

## C1N10, feldespato

Análisis	IV-B-1	IV-B-2	V-B-18	V-B-6	V-B-5	519	549	550	551	VII-3-3	V-B-10	V-B-11
Grupo morfológico	1A	1A	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
óxido / % en peso												
SiO <sub>2</sub>	56.98	58.75	66.84	64.29	63.33	62.89	63.48	61.77	58.09	55.78	55.94	56.69
TiO <sub>2</sub>						0	0.03	0.16	0.05			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.32	27.63	23.06	24.74	25.28	23.97	22.95	23.13	26.59	29.07	29.17	28.4
FeO						0.11	0.24	0.27	1.16			
MnO						0.06		0.08				
MgO						0	0.32	0.54	0.32			
CaO	10.4	8.9	10.1	10.97	11.39	12.25	12.12	12.93	11.14	11.66	11.18	10.57
Na <sub>2</sub> O	4.3	4.73				0.42	0.47	0.36	2.41	3.49	3.71	4.34
K <sub>2</sub> O						0.22	0.33	0.71	0.25			
suma	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	99.92	99.94	99.95	100.01	100.00	100.00	100.00
Número de cationes en la fórmula con base en 8 átomos de oxígeno												
Si	2.542	2.604	2.886	2.794	2.760	2.765	2.792	2.739	2.594	2.495	2.500	2.532
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000
Al	1.489	1.443	1.174	1.267	1.298	1.242	1.189	1.209	1.399	1.533	1.536	1.495
Total de cat. en tetr.	4.031	4.048	4.060	4.061	4.059	0.008	3.982	3.953	3.995	4.028	4.036	4.027
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.009	0.010	0.043	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.036	0.021	0.000	0.000	0.000
Ca	0.497	0.423	0.467	0.511	0.532	0.577	0.571	0.614	0.533	0.559	0.535	0.506
Na	0.372	0.407	0.000	0.000	0.000	0.036	0.040	0.031	0.209	0.303	0.321	0.376
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.019	0.040	0.014	0.000	0.000	0.000
Total de cationes	4.900	4.877	4.527	4.572	4.591	0.640	4.642	4.687	4.816	4.890	4.893	4.908
An	57%	51%	100%	100%	100%	92%	91%	90%	71%	65%	62%	57%
Ab	43%	49%	0%	0%	0%	6%	6%	5%	28%	35%	38%	43%
Or	0%	0%	0%	0%	0%	2%	3%	6%	2%	0%	0%	0%

C1N10, feldespato

Análisis	528	632	521	VII-3-4	631	589	IV-B-4	591	634	588	V-B-14	579
Grupo morfológico	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3A
óxido / % en peso												
SiO <sub>2</sub>	57.69	57.86	59.1	57.07	80.67	63.62	61.67	67.82	59.71	67.48	66.84	64.09
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.1	0.02		0.26	0.02			0.09	0.22		0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.69	27.36	26.35	28.34	11.13	24.09	26.17	22.2	28.58	21.45	19.74	17.65
FeO	1	1.2	1.13		0.3	0.82		0.11	1.83	0.8		0.65
MnO	0.15	0.67	0.02		0.03					0.01		
MgO	0		0		0.3				0.53	0.32		0.52
CaO	10.43	10.06	9.89	10.13	4.13	6.49	6.42	2.44	2.4	1.82	1.79	1.15
Na <sub>2</sub> O	2.69	2.91	3.1	4.47	2.5	4.63	5.74	6.32	2.49	5.74		0.81
K <sub>2</sub> O	0.18	0.28	0.28		0.67	0.21		0.12	3.99	2.13	11.63	14.86
suma	100.00	100.44	99.89	100.01	99.99	99.88	100.00	99.01	99.62	99.97	100.00	100.00
Número de cationes en la fórmula con base en 8 átomos de oxígeno												
Si	2.572	2.578	2.633	2.545	3.407	2.795	2.710	2.952	2.655	2.946	3.006	2.971
Ti	0.006	0.003	0.001	0.000	0.008	0.001	0.000	0.000	0.003	0.007	0.000	0.009
Al	1.455	1.436	1.384	1.489	0.554	1.247	1.355	1.139	1.498	1.104	1.046	0.964
Total de cat en tetr.	4.032	4.017	4.018	4.034	3.970	4.042	4.065	4.091	4.155	4.057	4.052	3.944
Fe	0.037	0.045	0.042	0.000	0.011	0.030	0.000	0.004	0.068	0.029	0.000	0.025
Mn	0.006	0.025	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000	0.035	0.021	0.000	0.036
Ca	0.498	0.480	0.472	0.484	0.187	0.305	0.302	0.114	0.114	0.085	0.086	0.057
Na	0.232	0.251	0.268	0.386	0.205	0.394	0.489	0.533	0.215	0.486	0.000	0.073
K	0.010	0.016	0.016	0.000	0.036	0.012	0.000	0.007	0.226	0.119	0.667	0.879
Total de cationes	4.816	4.835	4.816	4.904	4.428	4.784	4.857	4.749	4.814	4.797	4.805	5.014
An	67%	64%	62%	56%	44%	43%	38%	17%	21%	12%	11%	6%
Ab	31%	34%	35%	44%	48%	55%	62%	82%	39%	70%	0%	7%
Or	1%	2%	2%	0%	8%	2%	0%	1%	41%	17%	89%	87%

Análisis	557	627	615	546	605	570	571	562	587	524	525
Grupo morfológico	3A	3A	3A	3A	4	4	4	4	4	4	4
óxido / % en peso											
SiO <sub>2</sub>	67.18	73.02	66.84	71.35	57.21	68.03	88.4	69.85	65.42	64.74	69.14
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.1	0.21	0.01	0.13	0.63	0.33		0.11	0.01	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.86	15.07	18.57	18.9	28.48	20.41	7.82	21.41	23.1	22.14	21.65
FeO	0.23	0.36	0.18	0.11	0.96	1.32	0.55	0.42	0.72	0.46	0.46
MnO		0.02	0.02	0.07	0.02	0.41	0.22	0.08		0	0.19
MgO	0.32	0.53				0.29				0	0
CaO	0.6	0.28	0.28	0.23	9.15	5.41	1.41	4.35	4.49	3.87	2.4
Na <sub>2</sub> O	1.01	1.14	0.62	3.03	2.78	3.02	1.03	3.41	5.69	5.45	5.52
K <sub>2</sub> O	12.55	9.47	13.28	6.31	1.15	0.46	0.02	0.41	0.18	0.42	0.48
suma	99.99	99.99	100.00	100.01	99.88	99.98	99.78	99.93	99.71	97.09	99.97
Número de cationes en la fórmula con base en 8 átomos de oxígeno											
Si	3.043	3.221	3.032	3.111	2.557	2.958	3.640	3.001	2.862	2.898	2.981
Ti	0.008	0.003	0.007	0.000	0.004	0.021	0.010	0.000	0.004	0.000	0.004
Al	0.954	0.783	0.993	0.971	1.500	1.046	0.379	1.084	1.191	1.168	1.100
Total de cat. en tetr.	4.005	4.007	4.032	4.082	4.061	4.024	4.030	4.085	4.056	4.066	4.086
Fe	0.009	0.013	0.007	0.004	0.036	0.048	0.019	0.015	0.026	0.017	0.017
Mn	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.015	0.008	0.003	0.000	0.000	0.007
Mg	0.022	0.035	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.029	0.013	0.014	0.011	0.438	0.252	0.062	0.200	0.210	0.186	0.111
Na	0.089	0.097	0.055	0.256	0.241	0.255	0.082	0.284	0.483	0.473	0.461
K	0.725	0.533	0.768	0.351	0.066	0.026	0.001	0.022	0.010	0.024	0.026
Total de cationes	4.879	4.700	4.876	4.707	4.842	4.638	4.202	4.610	4.786	4.766	4.708
An	3%	2%	2%	2%	59%	47%	43%	40%	30%	27%	19%
Ab	11%	15%	7%	41%	32%	48%	57%	56%	69%	69%	77%
Or	86%	83%	92%	57%	9%	5%	1%	4%	1%	4%	4%



## C1N10, feldespato

Analisis	VII-3-6	526	V-B-17	633	609	574	V-B-12	V-B-8	VII-C-5	575	531	IV-B-6
Grupo morfológico	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5	5
óxido / % en peso												
SiO <sub>2</sub>	65.66	70.2	67.24	72.16	66.6	64.45	67.82	67.25	66.8	75.19	72.09	69.53
TiO <sub>2</sub>		0.07		0.23	0.25	0.51				0.01	0.17	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.73	21.54	23.19	14.88	18.54	17.11	20.78	20.74	20.49	19.32	20.73	21.38
FeO		0.18		0.3	0.28	0.36				0.3	0.05	
MnO		0				0.06					0	
MgO		0		0.47	0.44	0.24					0	
CaO	3.03	1.93	2.02	1.07	0.48	0.5				0.31	0.34	
Na <sub>2</sub> O	7.58	5.95	7.55	0.87	0.94	0.57			1.22	4.57	6.62	9.09
K <sub>2</sub> O		0.13		9.93	12.47	16.18	11.4	12.01	11.49	0.13	0	
suma	100.00	100.00	100.00	99.91	100.00	99.98	100.00	100.00	100.00	99.83	100.00	100.00
Número de cationes en la fórmula con base en 8 átomos de oxígeno												
Si	2.857	3.009	2.908	3.203	3.017	2.997	3.020	3.009	2.997	3.172	3.069	2.996
Ti	0.000	0.002	0.000	0.008	0.009	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
Al	1.217	1.088	1.182	0.778	0.990	0.938	1.091	1.093	1.083	0.960	1.040	1.086
Total de cat en tetr.	4.074	4.099	4.090	3.989	4.015	3.953	4.111	4.102	4.080	4.133	4.115	4.082
Fe	0.000	0.006	0.000	0.011	0.011	0.014	0.000	0.000	0.000	0.011	0.002	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.031	0.030	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.141	0.089	0.094	0.051	0.023	0.025	0.000	0.000	0.000	0.014	0.016	0.000
Na	0.639	0.494	0.633	0.075	0.083	0.051	0.000	0.000	0.106	0.374	0.546	0.759
K	0.000	0.007	0.000	0.562	0.720	0.960	0.648	0.685	0.657	0.007	0.000	0.000
Total de cationes	4.854	4.696	4.817	4.719	4.881	5.022	4.758	4.787	4.844	4.538	4.678	4.841
An	18%	15%	13%	7%	3%	2%	0%	0%	0%	4%	3%	0%
Ab	82%	84%	87%	11%	10%	5%	0%	0%	14%	95%	97%	100%
Or	0%	1%	0%	82%	87%	93%	100%	100%	86%	2%	0%	0%

Grupo morfológico	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
óxido / % en peso												
SO <sub>2</sub>	53.61	54.82	52.2	55.08	53.7	55.24	52.65	55.58	54.44	55.68	52.16	
TiO <sub>2</sub>		0.32				0.24		0.41	0.34		0.66	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.2	4.5			1.35	4.04	1.28	1.36		2.19	
FeO	8.42	8.95	8.15	7.51	8.74	6.15	8.51	7.11	8.33	11.13	12.82	
MnO		0.33				0.18		0.21	0.35		0.46	
MgO	14.66	12.62	13.55	15.19	14.95	14.98	13.9	14.46	14.2	13.1	11.32	
CaO	23.31	21.27	21.6	22.21	22.61	20.85	20.91	20.33	20.5	20.09	19.37	
Na <sub>2</sub> O		0.48				0.72		0.63	0.46		0.57	
K <sub>2</sub> O									0.02		0.07	
suma	100.00	99.99	100.00	99.99	100.00	99.71	100.01	100.01	100.00	100.00	99.62	
Número de cationes en la fórmula con base en 6 átomos de oxígeno												
Si	1.997	2.029	1.927	2.029	1.999	2.022	1.942	2.032	2.008	2.066	1.974	
Ti	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.011	0.009	0.000	0.019	
Al	0.000	0.052	0.196	0.000	0.000	0.058	0.176	0.055	0.059	0.000	0.098	
Total cationes	1.997	2.091	2.123	2.029	1.999	2.087	2.117	2.098	2.077	2.066	2.091	
Fe*	0.262	0.277	0.252	0.231	0.272	0.188	0.262	0.217	0.257	0.345	0.406	
Mn	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.007	0.011	0.000	0.015	
Mg	0.814	0.697	0.746	0.834	0.829	0.818	0.764	0.788	0.781	0.725	0.639	
Ca	0.930	0.844	0.854	0.877	0.901	0.818	0.826	0.796	0.810	0.799	0.785	
Na	0.000	0.034	0.000	0.000	0.000	0.051	0.000	0.045	0.033	0.000	0.042	
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	
Total de cationes	4.003	3.953	3.975	3.971	4.001	3.967	3.970	3.951	3.970	3.934	3.981	
Wo (Ca)	46%	46%	46%	45%	45%	45%	45%	44%	44%	43%	43%	
En (Mg)	41%	38%	40%	43%	41%	45%	41%	44%	42%	39%	35%	
Fs (Fe)	13%	16%	14%	12%	14%	11%	14%	12%	14%	18%	23%	

Grupo morfológico	A	B	B	B	B	C	C	Promedio	desvest(n=19)
óxido / % en peso									
SiO <sub>2</sub>	53.38	49.85	49.73	49.72	47.78	53.76	52.69	52.75	2.32
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.43	0.32	0.43	0.65	0.77	0.6	0.47	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.64	0.87	0.6	0.68	1.44	2.15	2	1.99	1.31
FeO	10.09	9.57	10.64	11.58	16.08	7.61	11.74	9.93	2.70
MnO	0.34	0.58	0.42	0.13	0.44	0.22	0.53	0.35	0.14
MgO	13.59	10.75	10.45	10.52	10.67	13.88	12.82	13.33	1.92
CaO	19.2	27.33	27.19	26.48	21.83	20.72	18.45	21.40	3.36
Na <sub>2</sub> O	0.93	0.28	0.25	0.25	0.75	0.78	1.02	0.59	0.26
K <sub>2</sub> O		0.06	0.04	0.08	0.02		0.08	0.05	0.03
suma	99.63	99.72	99.64	99.87	99.66	99.89	99.93	100.87	0.18
Número de cationes en la fórmula con base en 6 átomos de oxígeno									
Si	1.992	1.917	1.922	1.919	1.875	1.983	1.976	1.973	0.06
Ti	0.013	0.012	0.009	0.012	0.019	0.021	0.017	0.008	0.01
Al	0.072	0.039	0.027	0.031	0.067	0.093	0.088	0.069	0.06
Total cat tetr	2.077	1.969	1.959	1.963	1.960	2.098	2.081		
Fe*	0.315	0.308	0.344	0.374	0.528	0.235	0.368	0.312	0.09
Mn	0.011	0.019	0.014	0.004	0.015	0.007	0.017	0.007	0.01
Mg	0.756	0.616	0.602	0.605	0.624	0.763	0.717	0.742	0.10
Ca	0.767	1.126	1.126	1.095	0.918	0.819	0.741	0.859	0.15
Na	0.067	0.021	0.019	0.019	0.057	0.056	0.074	0.027	0.03
K	0.000	0.003	0.002	0.004	0.001	0.000	0.004	0.001	0.00
Total de cationes	3.993	4.062	4.065	4.064	4.102	3.977	4.002		
Wo (Ca)	42%	54%	54%	53%	44%	45%	40%	45%	0.06
En (Mg)	41%	30%	29%	29%	30%	42%	39%	39%	0.06
Fs (Fe)	18%	16%	17%	18%	26%	13%	21%	17%	0.04

Grupo morfológico	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2
óxido: % en peso										
SiO <sub>2</sub>	45.69	45.33	45.95	39.12	39.67	39.48	39.45	39.94	38.22	38.95
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.44	0.25	0.21	0.04	0.7	.07	0.07		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.97	24.75	24.46	25.08	24.58	21.43	23.49	22.86	23.96	24.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.82	8.91	9.05	10.15	10.65	13.48	12.19	13.24	14.08	14.11
MnO	0.13	0.01	0.23	0.3	0.88	0.26	0.26	0.31	1.14	
MgO	0.29	0.61	0.23	1.42	0.41	0.36	0.32	0.4		
CaO	19.27	19.2	19.27	22.74	23.4	23.78	23.61	22.82	22.59	22.63
Na <sub>2</sub> O	0.31	0.64	0.45	0.67	0.27	0.14	0.24	0.19		
K <sub>2</sub> O	0.06	0.1	0.11		0.11	0.1	0.1	0.01		
suma	100.00	99.99	100.00	99.69	100.01	99.73	99.66	99.84	99.99	100.00
*hierro férrico asumido										
Número de cationes en la fórmula con base en 12.5 átomos de oxígeno										
Si	3.459	3.440	3.486	3.080	3.128	3.172	3.141	3.181	3.068	3.103
Ti	0.026	0.025	0.014	0.012	0.002	0.042	0.004	0.004	0.000	0.000
Al	2.228	2.214	2.187	2.327	2.284	2.029	2.204	2.145	2.266	2.282
Fe	0.558	0.565	0.574	0.668	0.702	0.906	0.811	0.882	0.945	0.940
Mn	0.008	0.001	0.015	0.020	0.059	0.018	0.018	0.021	0.077	0.000
Mg	0.033	0.069	0.026	0.167	0.048	0.043	0.038	0.047	0.000	0.000
Ca	1.563	1.561	1.566	1.918	1.977	2.047	2.014	1.947	1.942	1.931
Na	0.045	0.094	0.066	0.102	0.041	0.022	0.037	0.029	0.000	0.000
K	0.006	0.010	0.011	0.000	0.011	0.010	0.010	0.001	0.000	0.000
Ps = Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )										
Ps	26%	26%	27%	29%	30%	39%	34%	37%	37%	37%
Al/Fe	3.93	3.91	3.71	3.38	3.00	2.20	2.66	2.38	2.22	2.43

## C1N10, epidota

Grupo morfológico	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3
óxido/% en peso											
SiO <sub>2</sub>	39.36	38.35	40.68	40.13	39.89	39.69	39.58	38.71	34.07	33.54	33.45
TiO <sub>2</sub>			0.31	0.66	0.05	0.15	0.5	1.48	0.27	0.18	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.73	23.6	24.63	24.33	24.35	23.37	22.06	20.4	21.1	19.41	19.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	14.79	15.1	11.1	11.85	12.49	12.72	13.333	14.29	15.88	18.53	18.85
MnO		0.95	0.38	0.17	0.41	0.61	0.08	0.21	1.02	1.14	0.39
MgO				0.35	0.27	0.36	0.38	0.58		0.11	0.02
CaO	23.11	22	22.46	21.75	22.15	22.71	23.43	23.56	27.19	26.65	27.59
Na <sub>2</sub> O				0.47	0.28	0.34	0.32	0.55	0.08	0.07	0.19
K <sub>2</sub> O						0.05				0.09	0.07
suma	99.99	100.00	99.56	99.71	99.89	100.00	99.68	99.78	99.61	99.72	99.95
Número de cationes en la fórmula con base en 12.5 átomos de oxígeno											
Si	3.153	3.084	3.197	3.163	3.154	3.154	3.169	3.132	2.854	2.853	2.844
Ti	0.000	0.000	0.018	0.039	0.003	0.009	0.030	0.090	0.017	0.012	0.015
Al	2.146	2.237	2.282	2.260	2.269	2.189	2.082	1.945	2.083	1.946	1.920
Fe	0.991	1.016	0.730	0.781	0.826	0.845	0.893	0.967	1.113	1.318	1.340
Mn	0.000	0.065	0.025	0.011	0.027	0.041	0.005	0.014	0.072	0.082	0.028
Mg	0.000	0.000	0.000	0.041	0.032	0.043	0.045	0.070	0.000	0.014	0.003
Ca	1.984	1.896	1.891	1.837	1.876	1.933	2.010	2.042	2.441	2.428	2.513
Na	0.000	0.000	0.000	0.072	0.043	0.052	0.050	0.086	0.013	0.012	0.031
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.010	0.008
Ps	39%	39%	31%	33%	34%	35%	38%	41%	43%	49%	50%
Al/Fe	2.17	2.07	3.02	2.85	2.66	2.47	2.32	1.98	1.76	1.39	1.40

Grupo morfológico Cristales euhedrales (1)		Cristales subhedrales (2)		Formaciones anhedrales (3)		
óxido/% en peso promedio	desvest (n=6)	promedio	desvest (n=6)	promedio	desvest (n=9)	
SiO <sub>2</sub>	42.5	3.4	39.05	0.67	37.75	3.09
TiO <sub>2</sub>	0.4	0.2	0.07		0.43	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.2	1.4	23.49	0.61	22.09	2.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.2	1.8	13.92	1.06	14.34	2.83
MnO	0.3	0.3	0.67	0.45	0.49	0.37
MgO	0.6	0.4	0.36	0.06	0.30	0.19
CaO	21.3	2.2	22.79	0.54	24.17	2.32
Na <sub>2</sub> O	0.4	0.2	0.22	0.04	0.29	0.17
K <sub>2</sub> O	0.1	0.0	0.06	0.06	0.07	0.02
suma	99.9	0.2	99.91	0.14	99.77	0.15
Número de cationes en la fórmula con base en 12.5 átomos de oxígeno						
Si	3.3	0.2	3.12	0.04	3.06	0.16
Ti	0.0	0.0	0.00	0.00	0.03	0.03
Al	2.2	0.1	2.21	0.06	2.11	0.15
Fe	0.7	0.1	0.93	0.07	0.98	0.23
Mn	0.0	0.0	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.1	0.1	0.01	0.02	0.03	0.02
Ca	1.8	0.2	1.95	0.04	2.11	0.27
Na	0.1	0.0	0.01	0.02	0.04	0.03
K	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00
Ps	30%	5%	37%	2%	39%	7%
Al/Fe	3.4	0.7	2.32	0.21	2.21	0.61

óxido / % en peso					Promedio	desvest (n=5)	
SiO <sub>2</sub>	25.73	36.4	28.56	31.4	32.58	30.9	4.0
TiO <sub>2</sub>	0.05	0				0.0	0.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.83	14.21	17.51	20.29	19.88	17.3	2.8
FeO	47.21	30.56	38.59	29.02	29.85	35.0	7.8
MnO	0.76	0.79				0.8	0.0
MgO	10.21	16.63	15.35	19.28	17.68	15.8	3.5
CaO	0.2	0.48				0.3	0.2
Na <sub>2</sub> O	0.62	0.72				0.7	0.1
K <sub>2</sub> O	0.19	0.18				0.2	0.0
H <sub>2</sub> O=11 95/	99.80	99.97	100.01	99.99	99.99	100.0	0.1
Número de cationes en la fórmula con base en 28 átomos de oxígeno							
Si	5.375	6.783	5.583	5.797	6.017	5.9	0.5
Ti	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.0	0.0
Al	3.651	3.121	4.034	4.414	4.327	3.9	0.5
Fe	8.247	4.762	6.308	4.480	4.609	5.7	1.6
Mn	0.134	0.125	0.000	0.000	0.000	0.1	0.1
Mg	3.180	4.620	4.474	5.306	4.868	4.5	0.8
Ca	0.045	0.096	0.000	0.000	0.000	0.0	0.0
Na	0.251	0.260	0.000	0.000	0.000	0.1	0.1
K	0.051	0.043	0.000	0.000	0.000	0.0	0.0

Óxido / % en peso											promedio	desv est
SiO <sub>2</sub>	32.4	35.7	31.9	32.6	25.9	28.9	31.4	34.2	26.7		31.1	3.3
TiO <sub>2</sub>	28.1	27.0	31.5	24.4	32.8	30.7	28.8	23.9	34.8		29.1	3.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.2	6.5	2.9	9.1	4.9	5.3	7.6	8.3	2.0		6.0	2.4
FeO	1.9	2.8	3.2	2.4	3.9	3.9	3.5		6.1	4.6	3.6	1.3
MnO		0.1	0.1	0.0	0.1	0.1			0.4		0.1	0.2
MgO	1.0	0.8	0.2	0.2	0.3	0.1			0.2	0.6	0.4	0.3
CaO	28.8	26.1	27.2	28.1	31.8	30.1	28.7	26.3	27.8		28.3	1.8
Na <sub>2</sub> O	0.5	0.3	0.3	0.0	0.2	0.2			0.1	0.5	0.3	0.2
K <sub>2</sub> O	0.1	0.6	0.0	0.0	0.1				0.1		0.1	0.2
suma	99.8	99.9	97.3	96.8	99.9	99.2	100.0	99.7	97.0			
Número de cationes en la fórmula con base en 20 átomos de oxígeno												
Si	4.202	4.586	4.287	4.332	3.502	3.878	4.095	4.469	3.700		4.118	0.7
Ti	2.739	2.607	3.183	2.442	3.341	3.095	2.830	2.349	3.627		2.902	1.1
Al	1.100	0.988	0.453	1.432	0.774	0.833	1.173	1.278	0.333		0.934	0.4
Fe	0.207	0.299	0.356	0.262	0.446	0.437	0.376	0.667	0.538		0.397	0.2
Mn	0.000	0.011	0.008	0.000	0.010	0.016	0.000	0.048	0.000		0.016	0.1
Mg	0.186	0.151	0.048	0.042	0.052	0.010	0.000	0.039	0.116		0.081	2.0
Ca	4.011	3.591	3.924	3.998	4.609	4.316	4.014	3.673	4.130		4.021	2.1
Na	0.118	0.067	0.083	0.000	0.060	0.052	0.000	0.035	0.126		0.067	0.0
K	0.008	0.093	0.002	0.005	0.009	0.000	0.000	0.008	0.000		0.021	0.0



Y6N19, feldespatos de la matriz

análisis	3-19-16	3-19-13	3-19-7	3-19-29	3-19-22	3-19-32	8	3	2
óxido: % en peso									
SiO <sub>2</sub>	64.3	59.5	60.33	57.8	58.21	58.5	57.66	53.69	55.45
TiO <sub>2</sub>							0.1	0.42	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.95	25.5	26.05	27.67	27.7	27.46	23.28	24.47	26.95
FeO	1.7	1.7	0	0	0	0	2.01	7.34	5.8
MnO							0.12		
MgO	1.8						3.18	3.29	1.0
CaO	5.58	7.17	7.63	9.44	9.51	9.55	9.86	4.81	6.38
Na <sub>2</sub> O	6.66	5.47	5.3	4.92	4.57	4.5	3.36	3.89	2.55
K <sub>2</sub> O	0	0.6	0.7	0	0	0	0.31	1.19	1.25
suma	99.99	99.94	100.01	99.83	99.99	100.01	99.88	99.10	99.71
Número de cationes en la fórmula con base en 8 átomos de oxígeno									
Si	2.851	2.661	2.674	2.578	2.587	2.598	2.604	2.497	2.528
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.015	0.011
Al	1.043	1.344	1.361	1.454	1.451	1.437	1.239	1.341	1.448
Total de cat. en tetr.	3.894	4.005	4.035	4.032	4.038	4.035	3.846	3.853	3.987
Fe <sup>+</sup>	0.063	0.064	0.000	0.000	0.000	0.000	0.076	0.285	0.221
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
Mg	0.119	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.214	0.228	0.068
Ca	0.265	0.344	0.362	0.451	0.453	0.454	0.477	0.240	0.312
Na	0.573	0.474	0.455	0.425	0.394	0.387	0.294	0.351	0.225
K	0.000	0.034	0.040	0.000	0.000	0.000	0.018	0.071	0.073
Total de cationes	4.914	4.921	4.893	4.908	4.884	4.877	4.929	5.028	4.886
An	32%	40%	42%	51%	53%	54%	60%	36%	51%
Ab	68%	56%	53%	49%	47%	46%	37%	53%	37%
Or	0%	4%	5%	0%	0%	0%	2%	11%	12%

análisis	3-19-40	423	2	3-19-4	Promedio	desvest(n=14)
óxido/% en peso						
SiO <sub>2</sub>	58.98	63.85	55.45	73.94	62.83	6.81
TiO <sub>2</sub>		0.2	0.33		0.25	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.5	23.09	26.95	15.6	23.28	5.01
FeO	0	1.24	5.00	0	0.89	1.47
MnO		0.08	0.00		0.04	0.04
MgO		0.17	1.06		1.04	0.81
CaO	8.25	5.83	6.38	3.11	6.56	2.52
Na <sub>2</sub> O	4.32	3.76	2.55	1.71	3.84	1.87
K <sub>2</sub> O	1.92	1.72	1.25	5.62	1.99	2.75
suma	99.97	99.94	98.97	99.98	100.71	0.29
Número de cationes en la fórmula con base en 8 átomos de oxígeno						
Si	2.635	2.820	2.769	3.214	2.803	0.25
Ti	0.000	0.007	0.008	0.000	0.002	0.00
Al	1.395	1.202	1.209	0.799	1.200	0.26
Total de cat. en tetr.	4.030	4.028	3.986	4.013	4.006	0.513
Fe <sup>+</sup>	0.000	0.046	0.033	0.000	0.020	0.03
Mn	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.00
Mg	0.000	0.011	0.069	0.000	0.029	0.05
Ca	0.395	0.276	0.310	0.145	0.313	0.12
Na	0.374	0.322	0.328	0.144	0.339	0.16
K	0.109	0.097	0.112	0.312	0.115	0.16
Total de cationes	4.909	4.782	4.838	4.614	4.822	1.023
An	45%	40%	41%	24%	41%	11%
Ab	43%	46%	44%	24%	43%	17%
Or	12%	14%	15%	52%	16%	23%

óxido/% en peso									
SiO <sub>2</sub>	54.92	53.97	53.78	53.83	52.73	53.13	52.71	54.65	
TiO <sub>2</sub>	0.28	2.01	2.14	0.62	2.05	1.87	2.05	0.5	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12			1.79	0.45	0.42		2.09	
FeO	7.42	8.26	8.32	8.4	8.4	8.41	8.68	8.77	
MnO	0.58			0.36				0.28	
MgO	13.86	13.9	13.79	13.1	13.27	13.19	13.71	12.27	
CaO	21.11	21.86	21.97	21.09	22.53	22.53	22.82	20.58	
Na <sub>2</sub> O	0.71			0.76				0.74	
K <sub>2</sub> O	0.01			0.04				0.02	
suma	100.01	100.00	100.00	99.99	99.43	99.55	99.97	99.90	
Número de cationes en la fórmula con base en 6 átomos de oxígeno									
Si	2.023	1.999	1.994	1.994	1.974	1.984	1.969	2.019	
Ti	0.008	0.056	0.060	0.017	0.058	0.053	0.058	0.014	
Al	0.049	0.000	0.000	0.078	0.020	0.018	0.000	0.091	
Total cat.tetr.	2.079	2.055	2.054	2.089	2.051	2.055	2.026	2.124	
Fe <sup>+</sup>	0.229	0.256	0.258	0.260	0.263	0.263	0.271	0.271	
Mn	0.018	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.009	
Mg	0.761	0.767	0.762	0.723	0.741	0.734	0.763	0.676	
Ca	0.833	0.867	0.873	0.837	0.904	0.901	0.913	0.815	
Na	0.051	0.000	0.000	0.055	0.000	0.000	0.000	0.053	
K	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	
Total cationes	3.971	3.945	3.946	3.978	3.958	3.954	3.974	3.948	
Wo (Ca)	45%	46%	46%	46%	47%	47%	47%	46%	
En (Mg)	41%	41%	40%	39%	39%	39%	39%	38%	
Fs (Fe)	13%	14%	14%	15%	14%	14%	14%	16%	

Y6N19, piroxeno

óxido/% en peso	Y6N19, Px matriz			Y6N19, Px corona		
				Promedio desvest(n=11)		
SiO2	52.87	51.77	46.68	52.58	2.25	52.98
TiO2	0.6	0.6	0.72	2.39	2.13	0.41
Al2O3	2.52	2.93	1.63	1.77	0.97	2.99
FeO	9.02	11.54	12.03	9.09	1.61	10.01
MnO	0.38		0	0.34	0.19	0.43
MgO	12.52	8.78	13.16	12.73	1.45	13.48
CaO	21.39	24.38	25.78	21.82	1.83	18.3
Na2O	0.61		0	0.69	0.41	1.29
K2O	0		0	0.03	0.04	0.11
suma	99.91	100.00	100.00	99.91	0.18	100.00
Número de cationes en la fórmula con base en 6 átomos de oxígeno						
Si	1.969	1.960	1.811	1.96	0.06	1.967
Ti	0.017	0.017	0.021	0.07	0.06	0.011
Al	0.111	0.131	0.075	0.04	0.05	0.131
Total cat. tetr.	2.096	2.108	1.907			2.109
Fe*	0.281	0.365	0.390	0.28	0.05	0.311
Mn	0.012	0.000	0.000	0.00	0.01	0.014
Mg	0.695	0.496	0.761	0.71	0.08	0.746
Ca	0.853	0.989	1.072	0.87	0.08	0.728
Na	0.044	0.000	0.000	0.02	0.03	0.093
K	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.005
Total cationes	3.981	3.958	4.130			4.005
Wo (Ca)	46%	53%	48%	47%	3%	40%
En (Mg)	38%	27%	34%	38%	4%	41%
Fs (Fe)	16%	20%	18%	15%	3%	18%

% en peso	C1N10		Y6N19	
	FeO	TiO2	FeO	TiO2
	93.8	6.2	99.08	0.92
	94.87	5.13	95.63	4.37
	97.52	2.48	65.75	34.25
	93.26	6.74	78.27	21.73
	93.37	6.63	85.50	14.41
	95.35	4.65		
	95.14	4.86		
	96.67	3.33		
	91.66	8.34		
	91.86	8.14		
	92.47	7.53		
	92.09	7.91		
	92.4	7.6		
	92.7	7.3		
	92.22	7.78		
	91.92	6.72		
	93.37	6.63		
	98.09	1.91		
	97.19	2.81		
	94.75	3.97		
	93.47	6.53		
	94.41	5.59		
<b>Promedio</b>	<b>94.03</b>	<b>5.85</b>	<b>84.85</b>	<b>15.14</b>
Desvest	1.96	1.95	13.48	13.48

Rarezas

mineral	C1N10			Y6N19			apatita	?con Ce
	ilmenita	magnetita	magnetita	bornita	calcopirita_CuFe	Ca:Fe:Si =1:1:1		
óxido / % en peso								
SiO2	2.60					30.49	0.40	34.59
TiO2	41.39	6.72	3.97			1.12	0.00	17.09
Al2O3		1.36				0.87	0.10	3.18
FeO	44.70	91.92	94.75			32.29	0.38	18.37
MnO	7.44		1.28			1.05	0.25	
MgO						1.04	0.12	
CaO	2.60					32.29	53.15	7.67
Na2O						0.08	0.46	
K2O						0.27	0.03	
P2O5							41.58	
ClO							3.63	
Ce2O3								13.04
CuO								4.09
CuS								
FeS								
Cu				50.68	27.27			
Fe				4.32	24.87			
S				45.00	47.85			
SO3								
Sc2O3								1.96
Suma	98.73	100.00	100.00	100.00	99.99	99.50	100.10	99.99