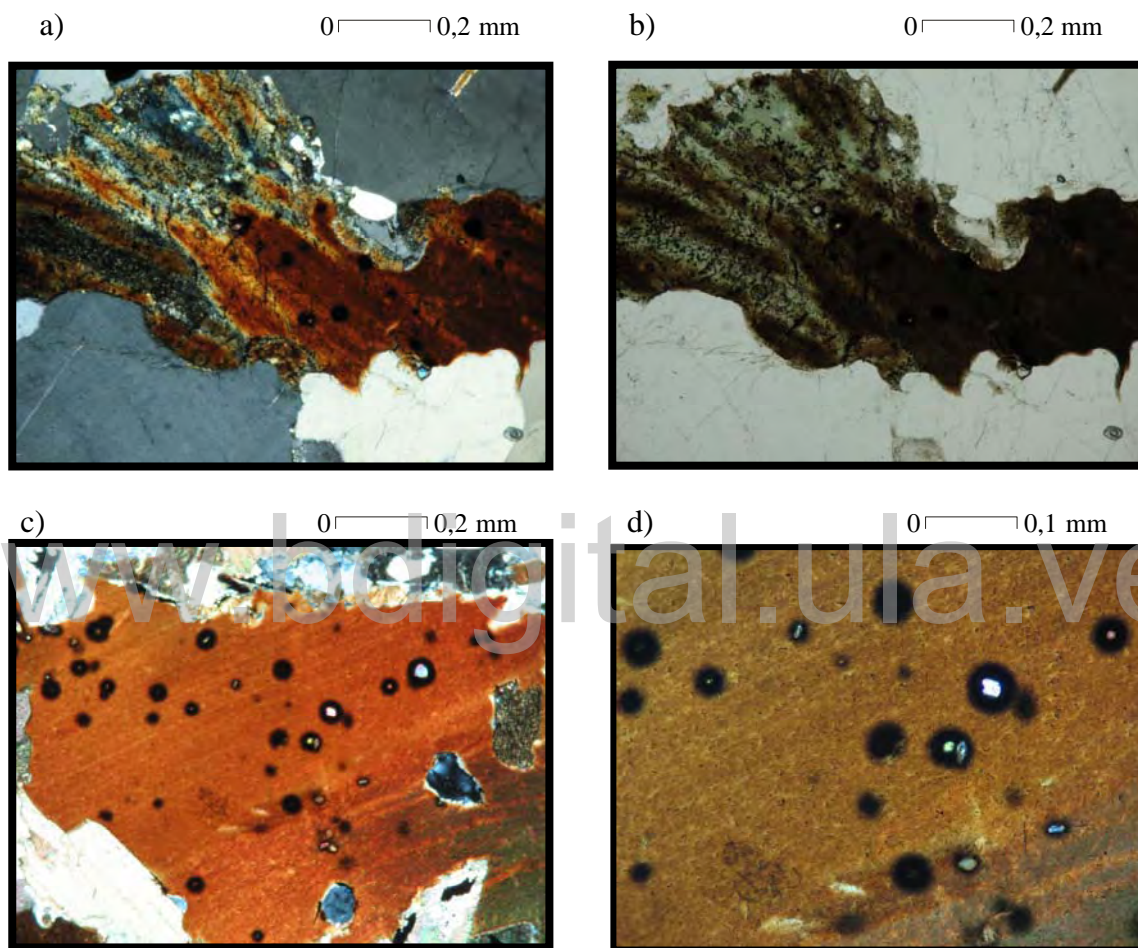


## APÉNDICE 9.C

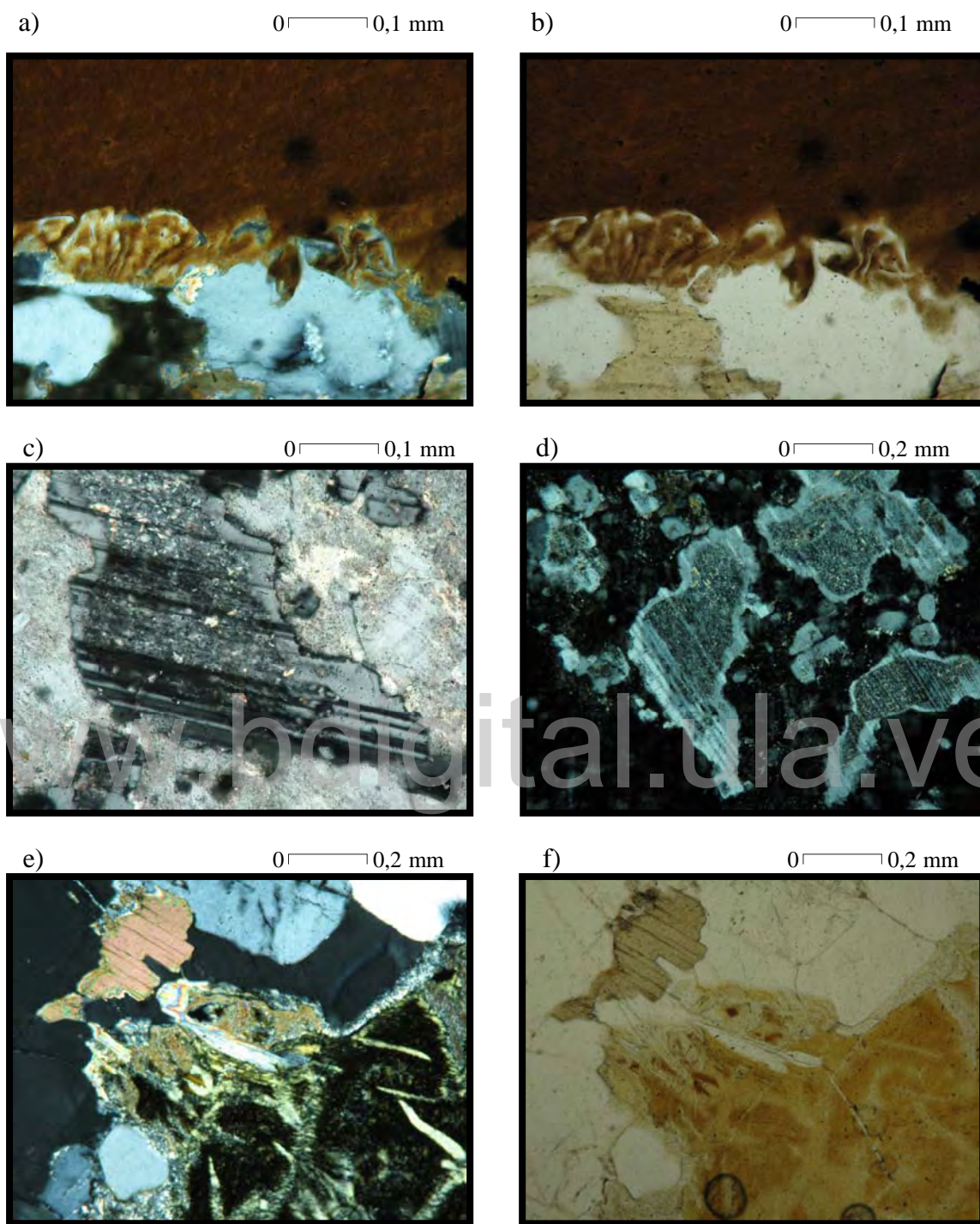
### ATLAS PETROGRÁFICO DE LAS UNIDADES ESTUDIADAS

#### 9.C.1. ASOCIACIÓN GRANÍTICA EL BAÚL

##### 8.C.1.1. GRANITO DE MOGOTE

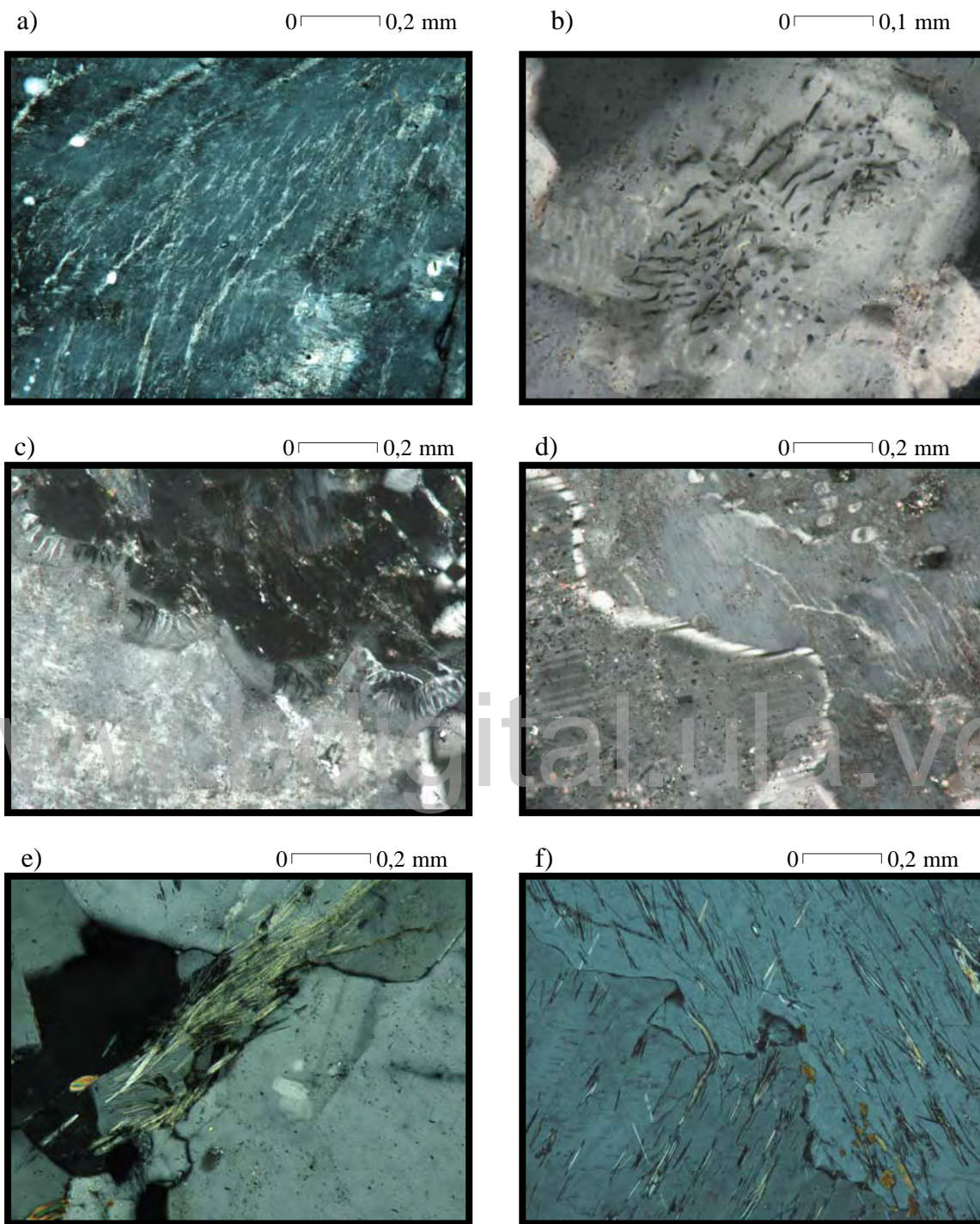


**Fig. 8.C-1. (a) Biotita subhedral parcialmente cloritizada. Se aprecian las inclusiones de circón con halos pleocroicos (círculos oscuros). Nx; (b) Se muestran las áreas cloritizadas en color verde. Np; (c) Biotita subhedral con inclusiones de circón con halos pleocroicos. Nx; (d) Se aprecia que los halos, en su periferia son un poco mas claros que la parte interna. Debido a las diferentes energías de emisiones de  $^{214}\text{Po}$  y  $^{210}\text{Po}$ . P-72**

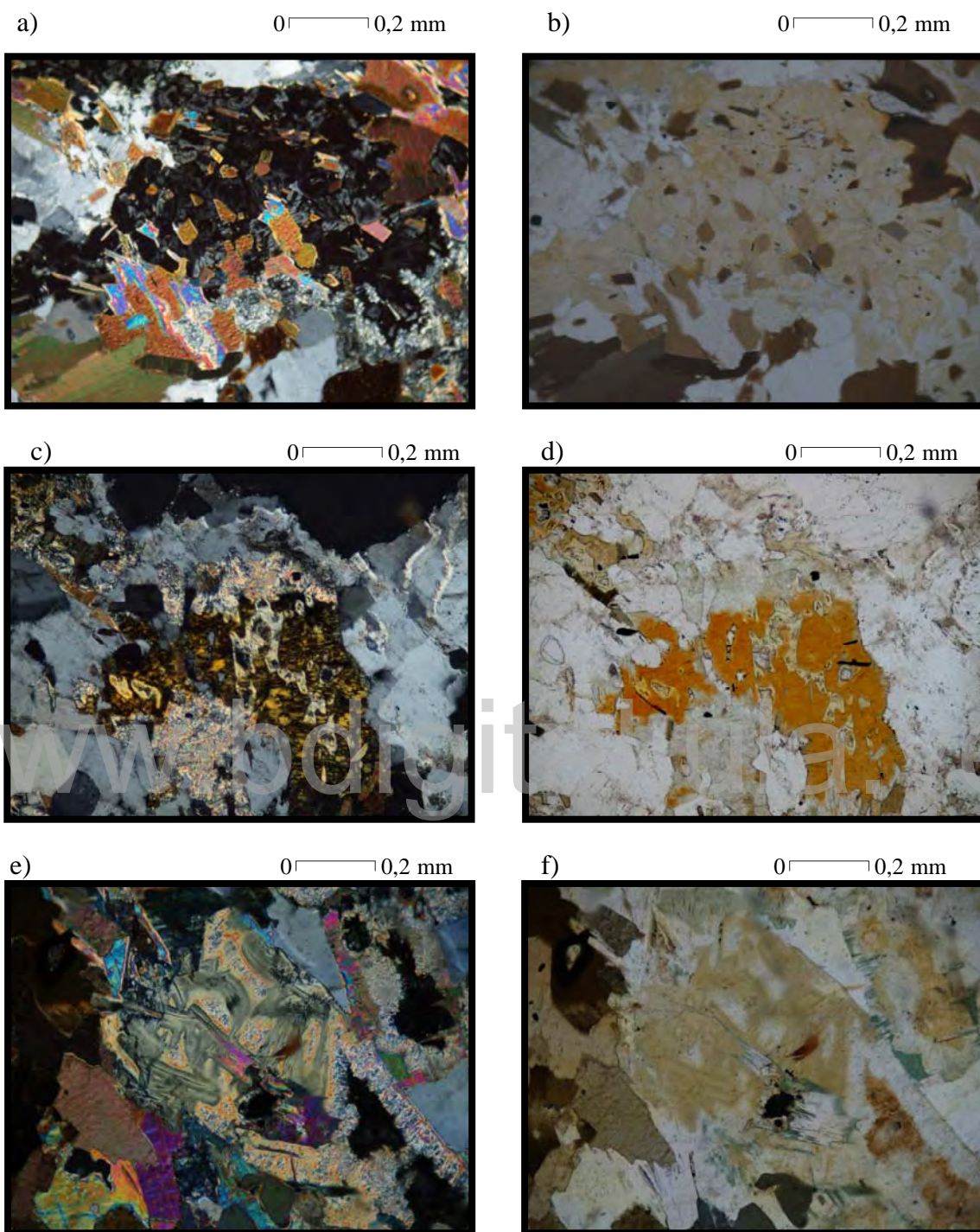


**Fig. 8.C-2.** (a) Textura simplectítica entre plagioclasea y biotita. Nx; (b) Se puede notar la infiltración de la biotita en la plagioclasea. Np; (c) Plagioclasea con maclas de la Ley Albita. Presenta transformación del núcleo a sericita. Nx; (d) Nótese los bordes albiticos. Np; (e) Seudomorfo subhedral transformado a clorita, con cristales granulares de mica blanca hacia el borde. Nx; (f) Detalle deseudomorfo cruzado irregularmente por bandas de cloritoide. Np. P-72.



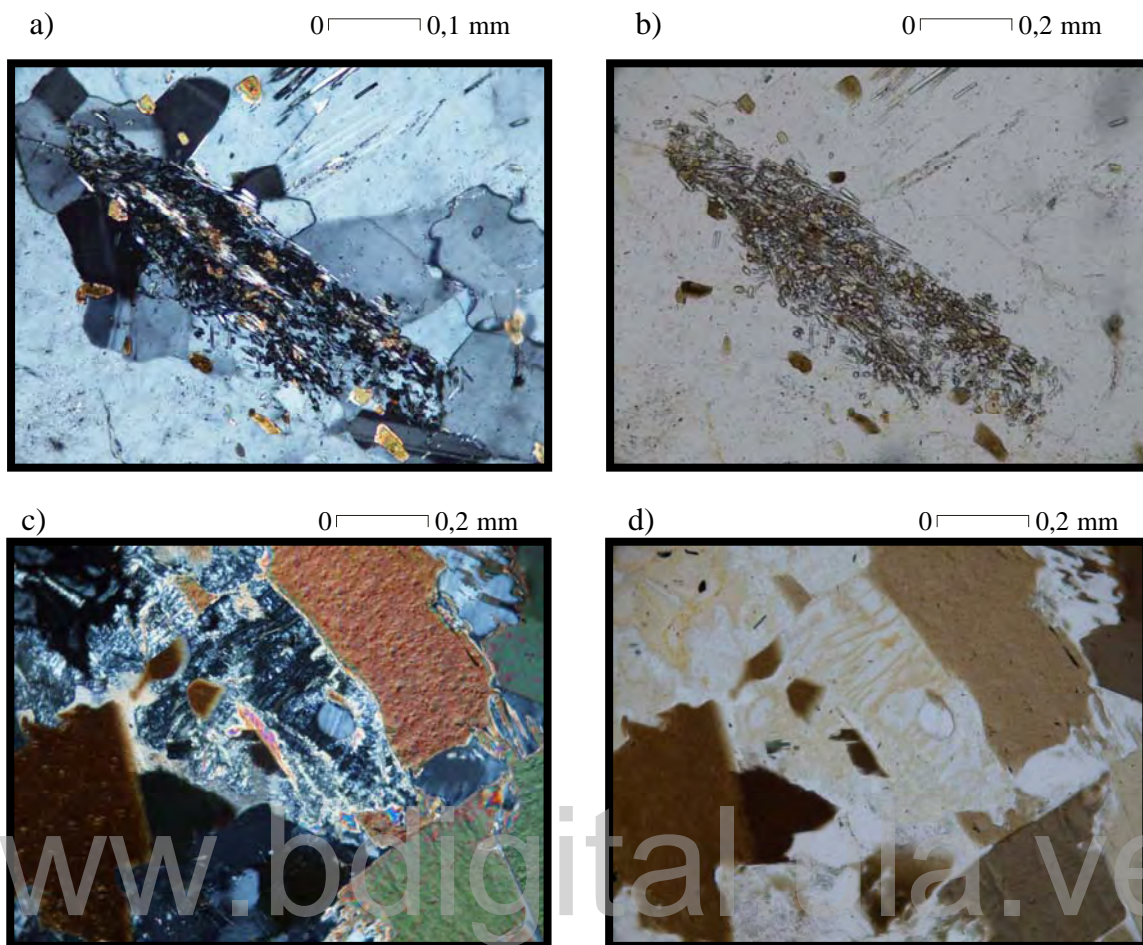


**Fig. 8.C-3. (a) Textura perítica en bandas aisladas tipo flama. Nx; (b) Cuarzo mirmequítico en forma vermicular. Nx; (c) Textura mirmequítica entre plagioclasea y ortosa. Nx.; (d) Bordes albíticos en plagioclasea en contacto con ortosa perítica. Nx; (e) Detalle de concentración de sillimanita tipo fibrolita y (f) de forma regular, en plagioclasea. Nx; P-72.**

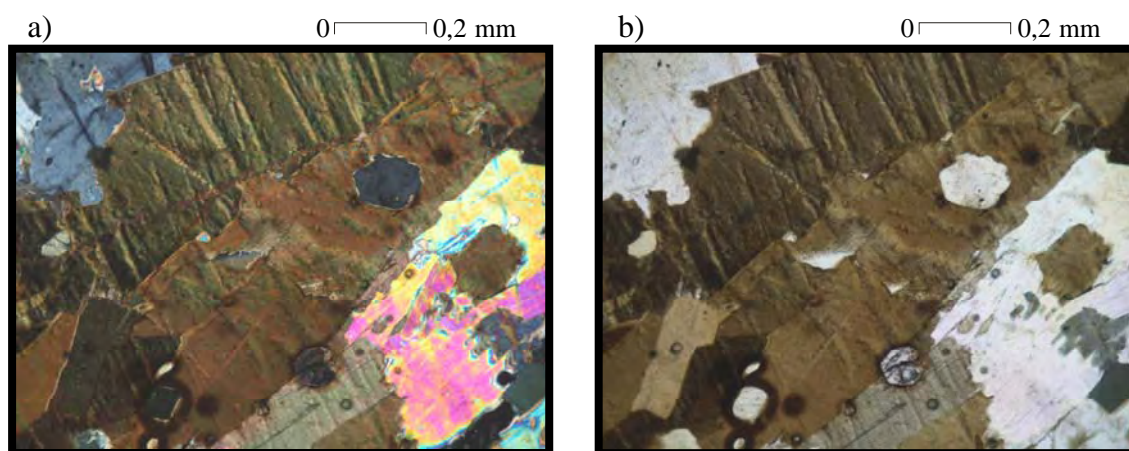


**Fig. 8.C-4.** (a) Glomérulos de fluorita y biotita en agregados intersticiales. Nx; (b) Forma subhedral a euhedral de los cristales de fluorita y biotita. Nx; (c) Cristal subhedral de estilpnomelano en conjunto con moscovita. Nx; (d) Detalle de la coloración rojiza típica de este mineral. Np; (e) Seudomorfo subhedral cloritizado, en combinación con otro, con núcleo clorítico que concentra cristales de mica blanca hacia los bordes. Nx; (f) Detalle de la diferente coloración de los cloritoides. P-72.

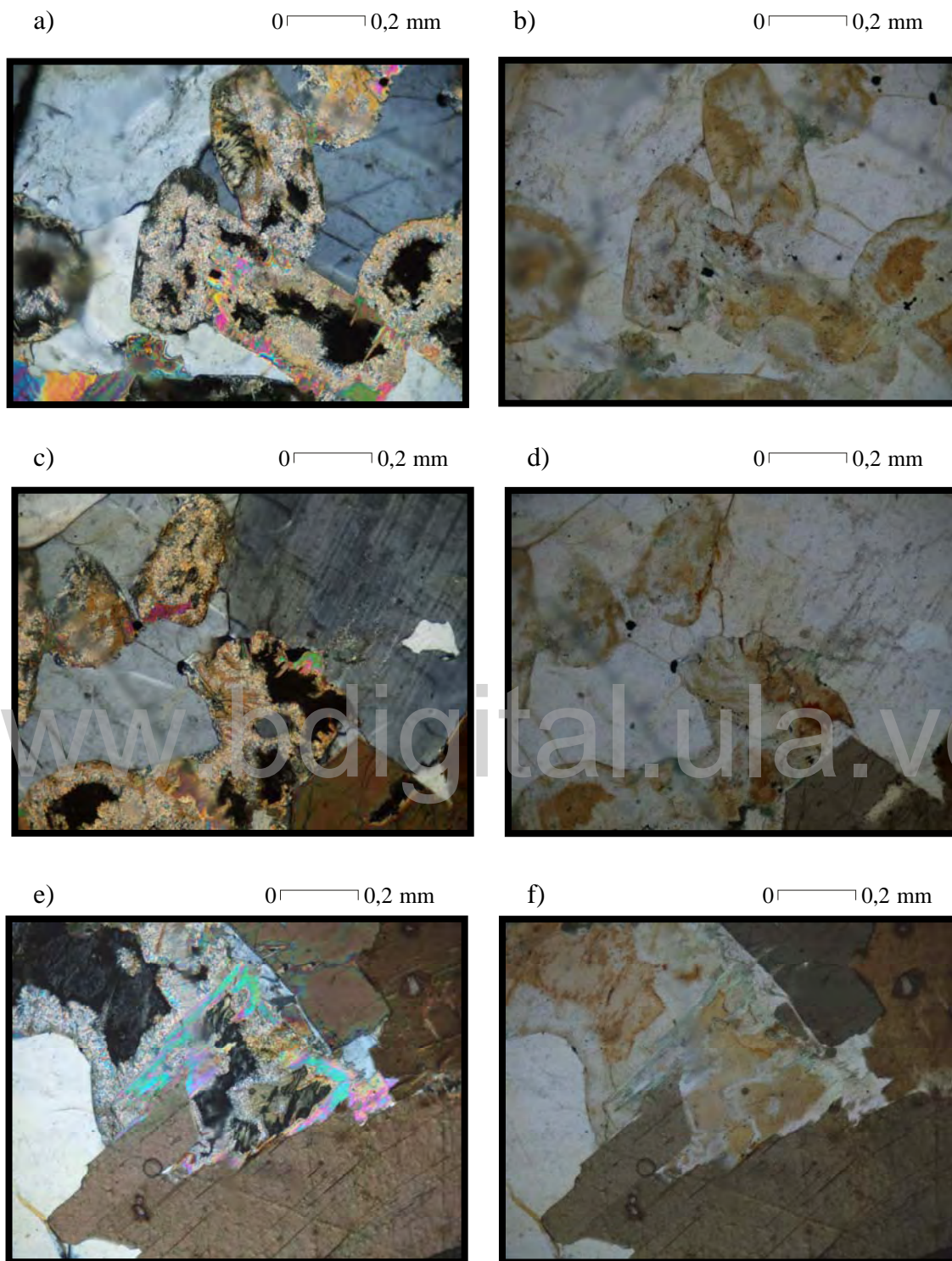




**Fig. 8.C-5. (a) Seudomorfo anhedral. Nx; (b) Detalle de La concentración de minerales micáceos en forma de glómérulos alineados. Np; (c) Seudomorfo subhedral cloritizado. Nx; (d) Detalle de bandas de clorita cruzando alseudomorfo. Np. P-72.**



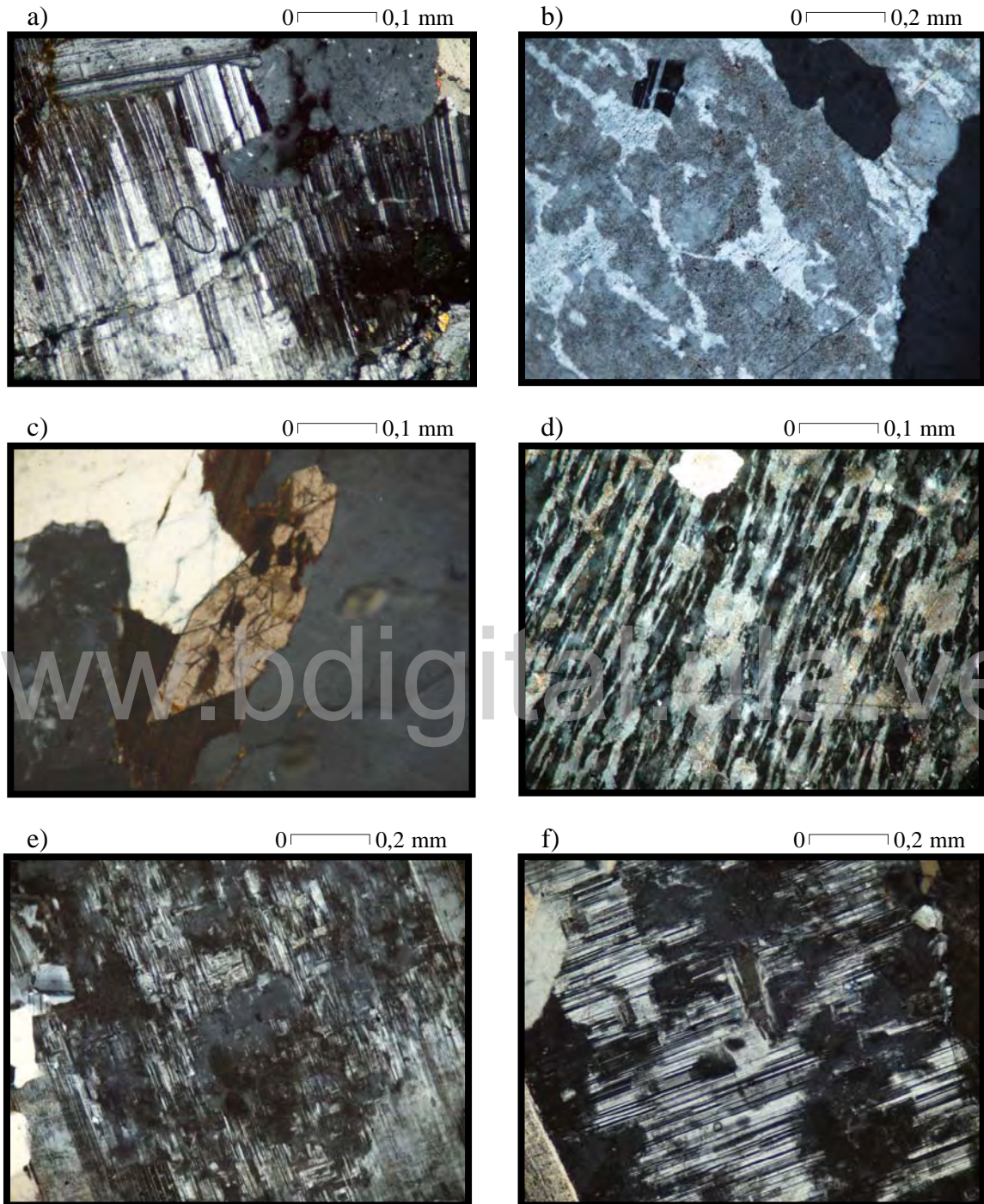
**Fig. 8.C-6. (a) Biotita magmática euhedral com inclusiones de apatito. Nx; (b) Se observa los halos pleocroicos de algunas inclusiones. Np. P-68.**



**Fig. 8.C-7. (a y c) Seudomorfos de hábito prismático, anhedrales. Nx; (b y d) Detalle de el núcleo cloritizado. Np; (e) Seudomorfo con núcleo de clorita y moscovita hacia los bordes. Nx; (f) Intersticial entre biotitas. Np. P-68.**

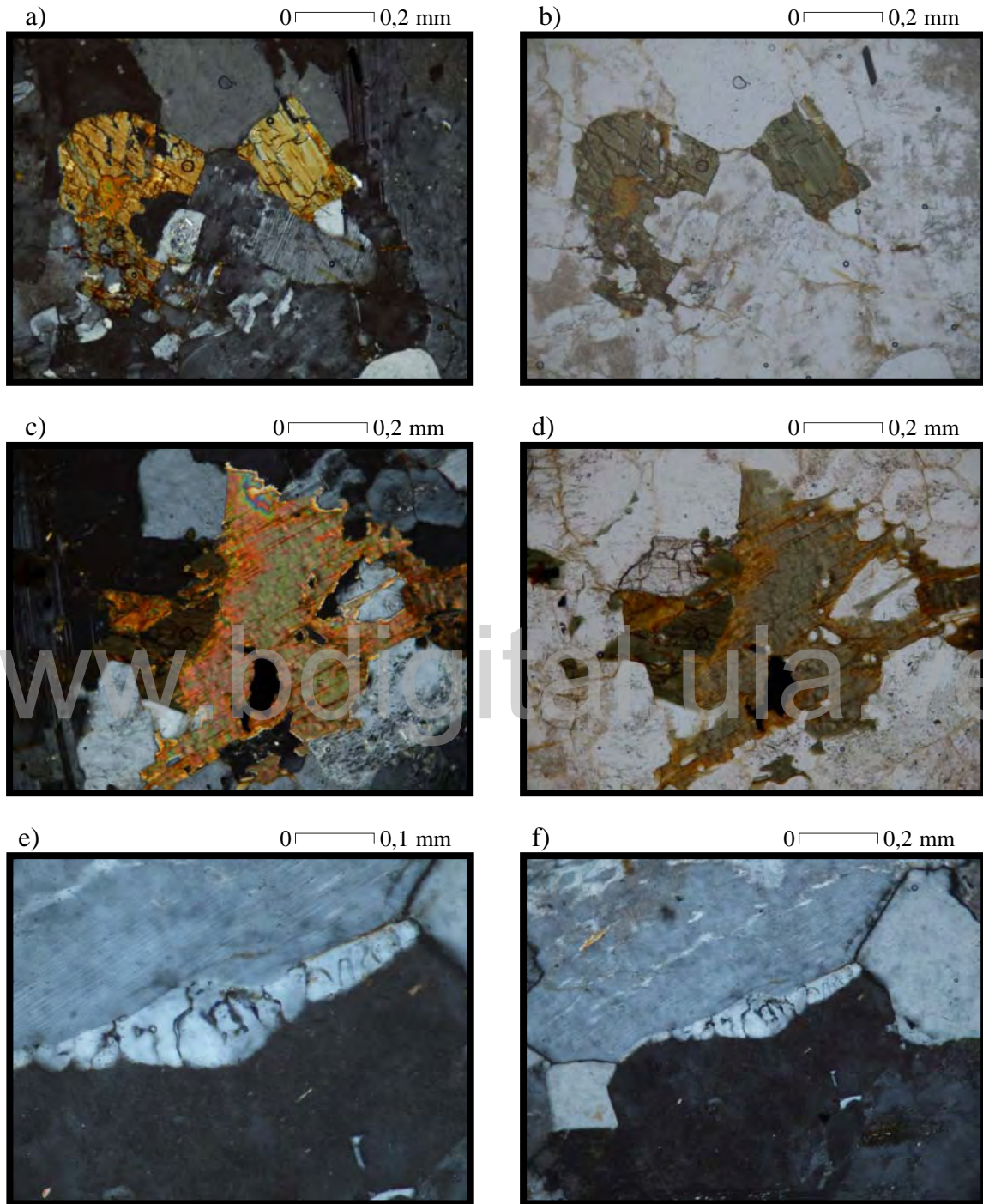


### 8.C.1.2. GRANITO DE MATA OSCURA (G01)



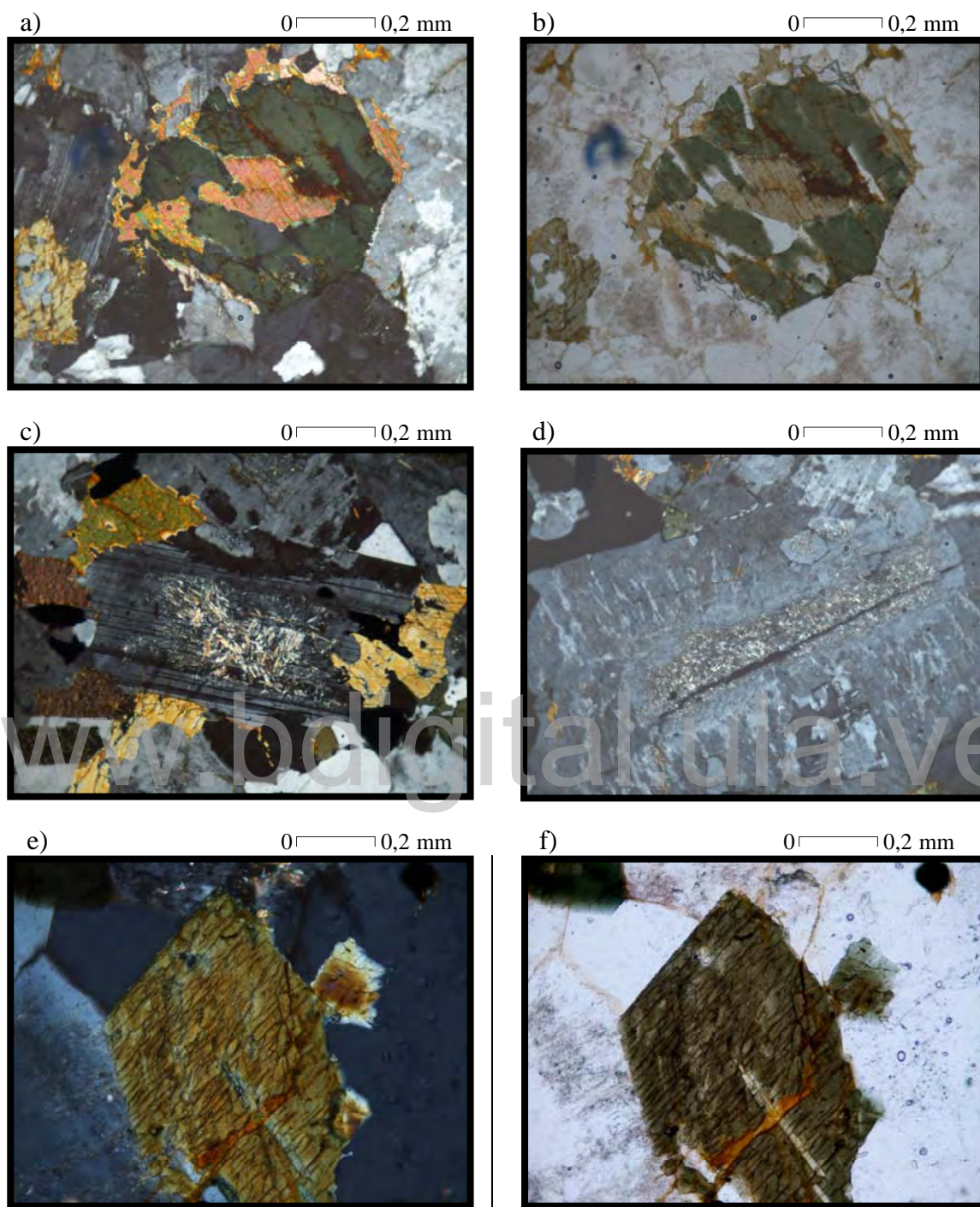
**Fig. 8.C-8.** (a) Cristal microfallado de oligoclasa, con maclas de la ley Albite. (Nx). P-1; (b) Ortosa con textura pertítica tipo parches. Se nota que la albite tiene continuidad óptica. Nx. P-2. (c) Cristal euhedral de titanita. Nx. P-10; (d) Textura pertítica tipo flama em bandas interconectadas. P-29; (e) Textura meso pertítica (P-95) y (f) antipertítica. Nx. P-110.

### 8.C.1.3. Granito de Mata Oscura (GO2)

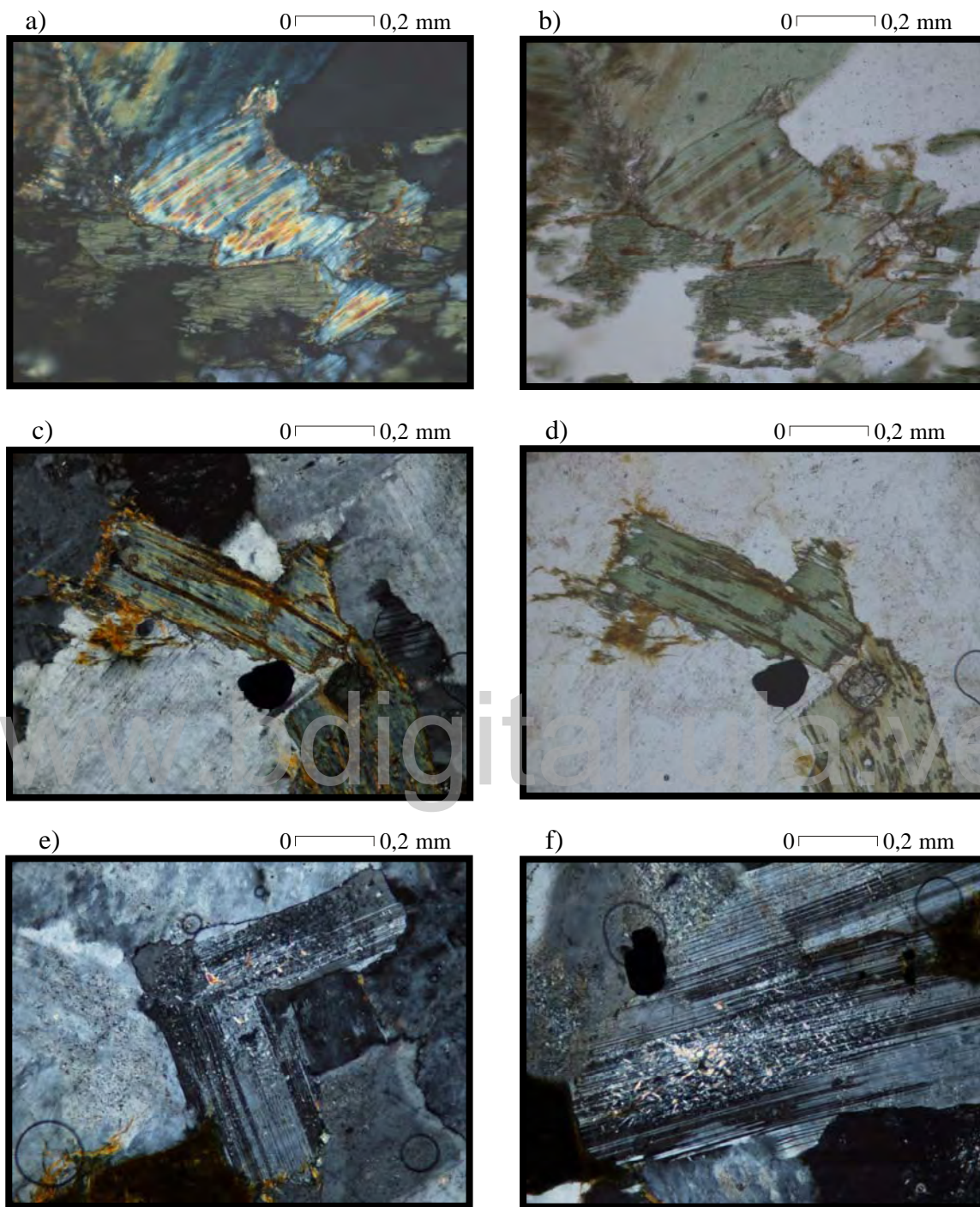


**Fig. 8.C-9.** (a) Cristales euhedrales prismáticos de hornblenda (Nx) de (b) color verde y con inclusión de biotita. Np; (c) Biotita subhedral (d) parcialmente cloritizada y con inclusiones de apatito. Np; (e y f) Plagioclasa con borde de reacción, parcialmente incluida por feldespato potásico. El cuarzo mirmequítico esta en el borde y ocupando espacio dentro de la plagioclasa. Nx. P-58.



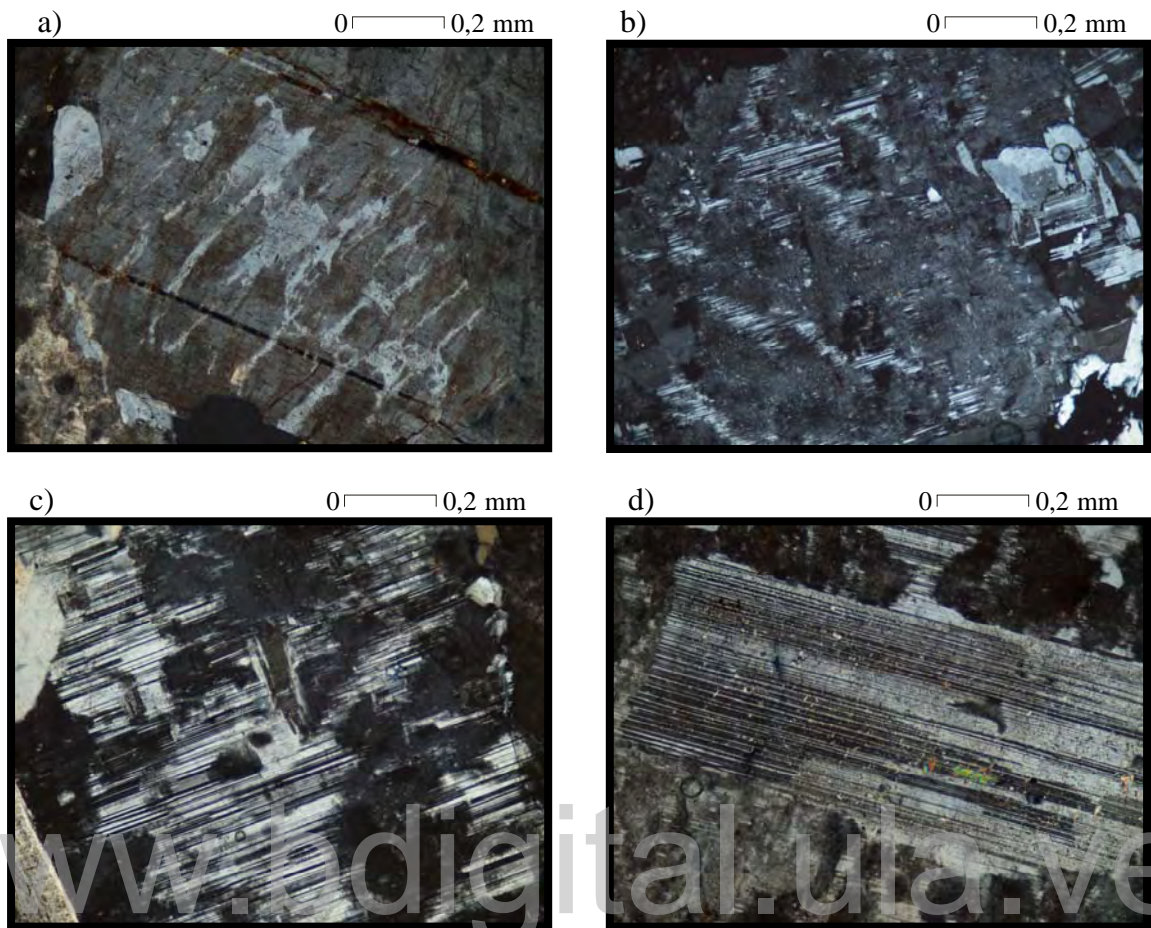


**Fig. 8.C-10.** (a) Cristal prismático euhedral de hornblenda. Nx; (b) Se observa la biotita nucleando el cristal de hornblenda. Np; (c) Oligoclase euhedral con núcleo transformado a sericita. Exhibe maclas de la ley Albita. Nx; (d) Ortosa pertita con núcleo transformado a sericita. Np; (e) Hornblenda prismática (Nx) mostrando (f) claramente el clivaje típico. (Np). P-58.



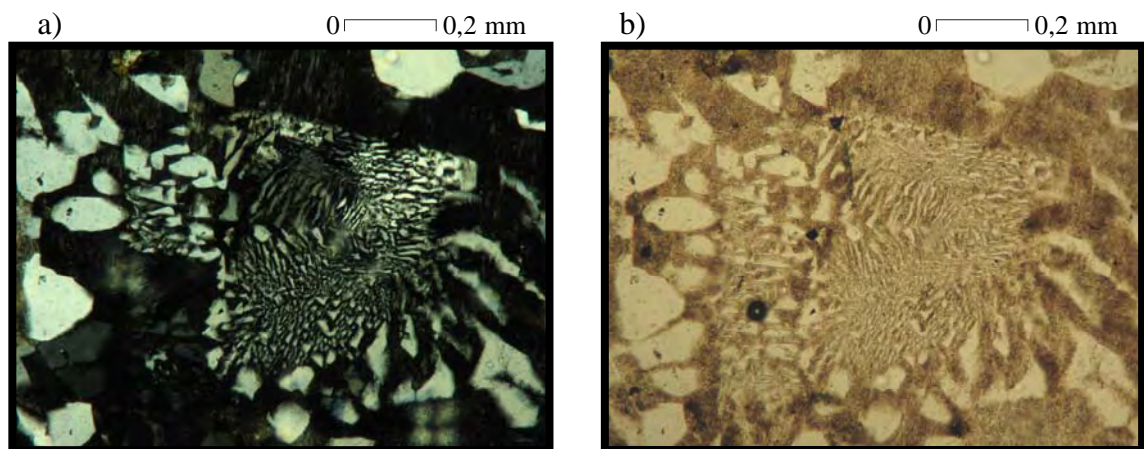
**Fig. 8.C-11. (a y c) Cristal de biotita transformado parcialmente a clorita, con birrefringencia anómala azul Berlín, lo que indica que es rica en hierro. Nx; (b y d) Detalle de las bandas de clorita intercaladas con las de biotita. Np; (e y f) Cristales euhedrales de oligoclase parcialmente transformada a sericita, exhibiendo maclas de la ley Albite-Carlsbad. P-98.**





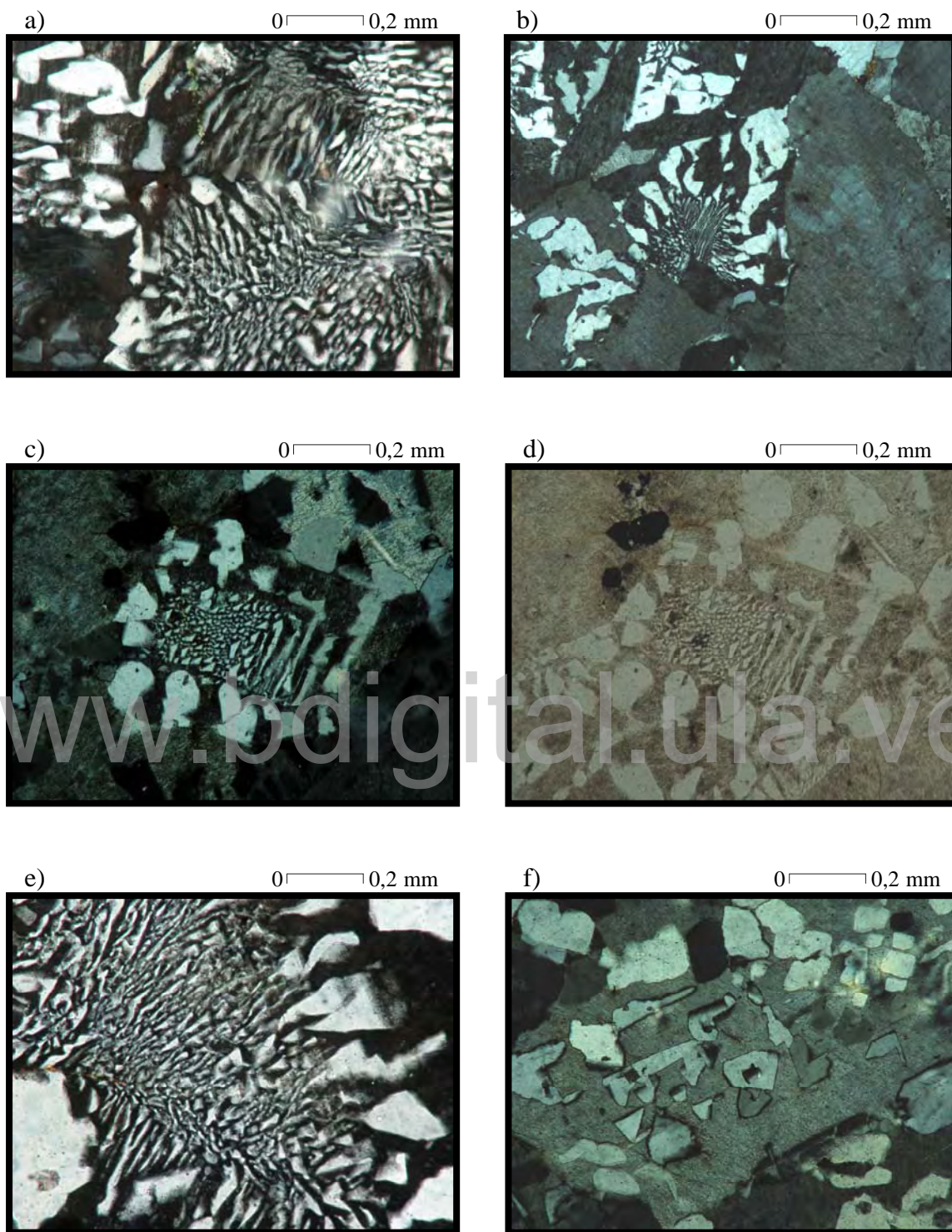
**Fig. 8.C-11. (a) Textura pertítica, (b) mesopertítica y (c) antipertítica. El cristal de plagioclase oligoclase (d) exhibe maclas de la ley Albita-Carlsbad. Nx. P-110.**

#### 8.C.1.4. Granito de Piñero



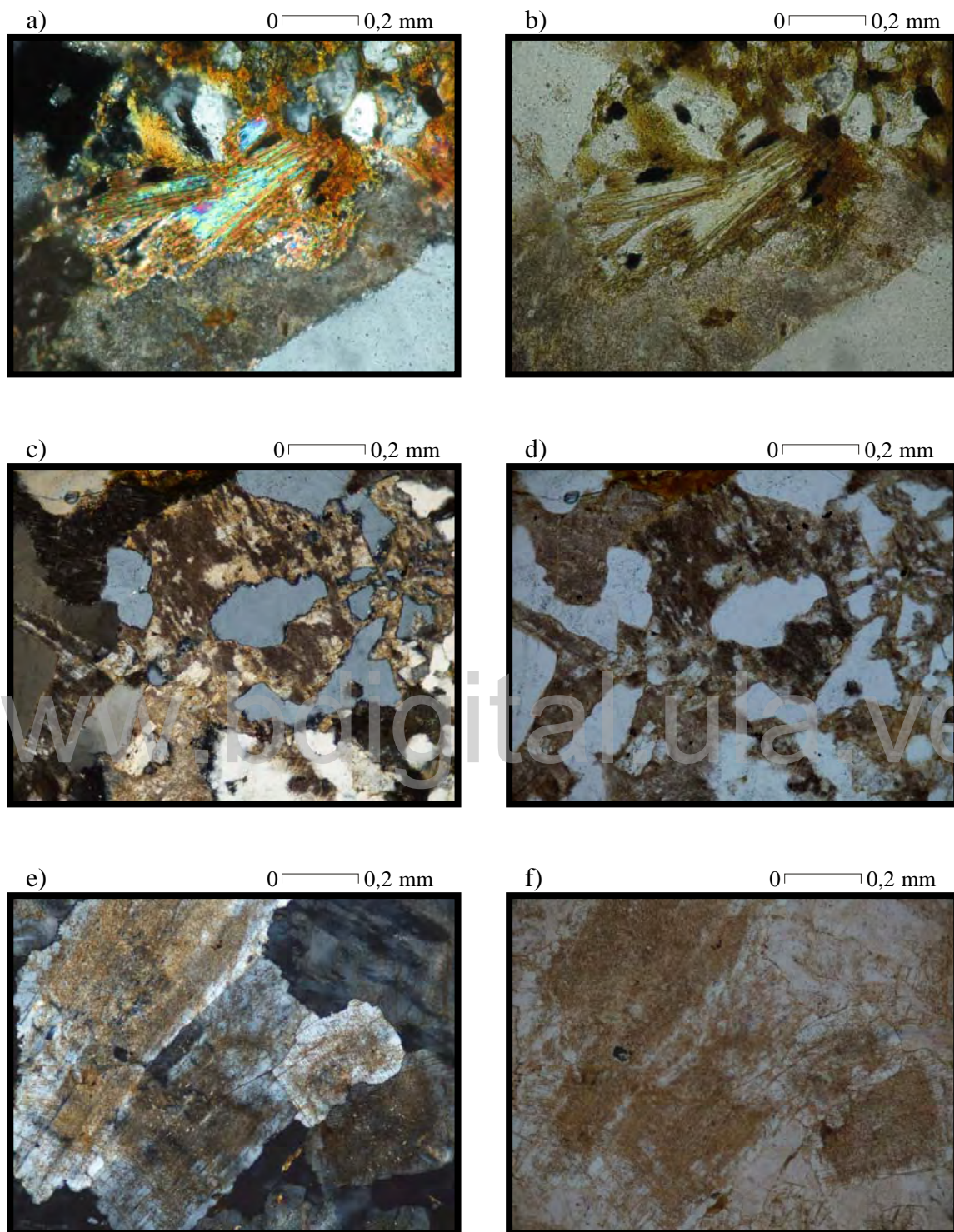
**Fig. 8.C-12. (a) Textura gráfica con mirmequita. Nx; (b) El intercrecimiento en forma vermicular se extiende dentro del feldespato potásico. Np. P-167.**



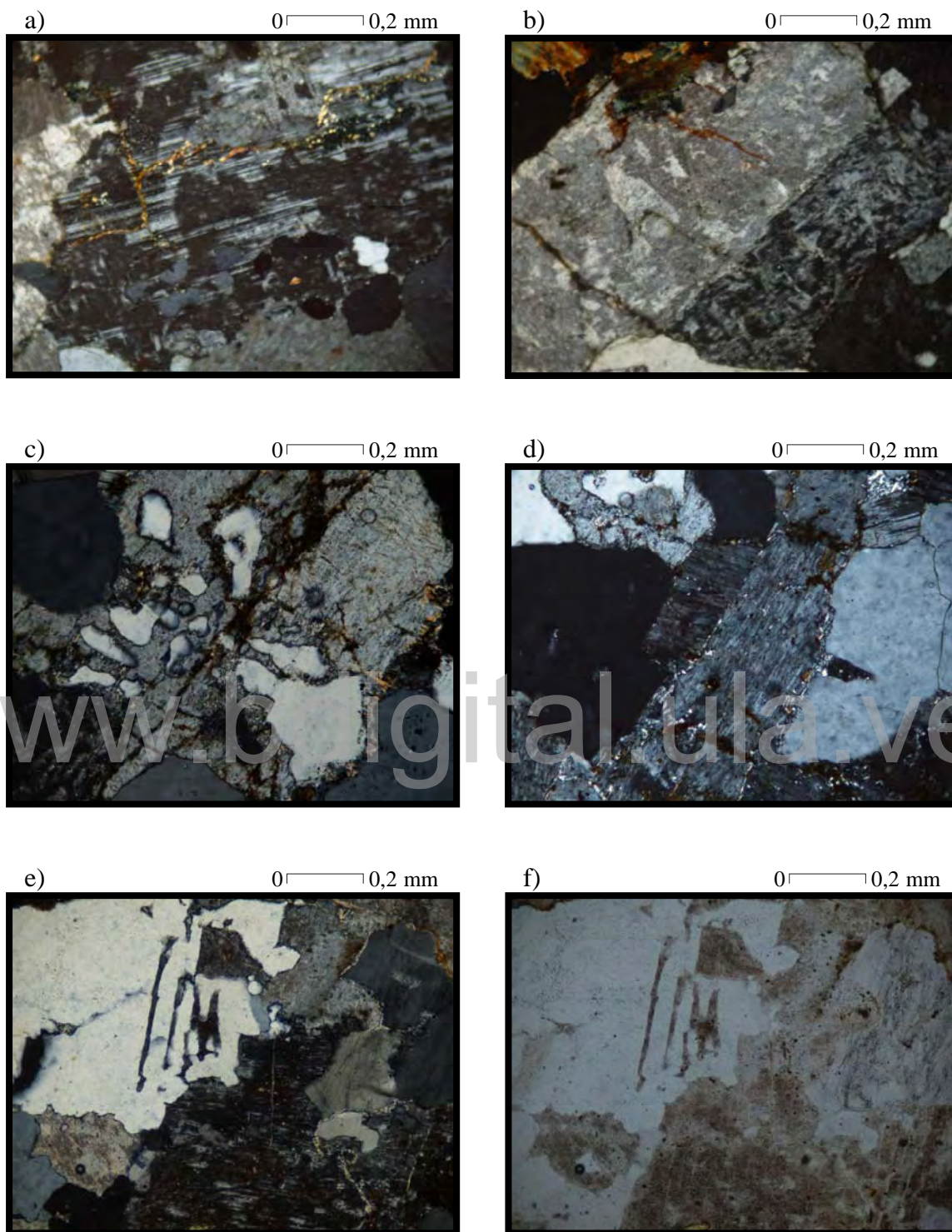


**Fig. 8.C-13. (a y b) Textura gráfica en ortosa combinada con mirmequita en contacto con plagioclasa. Nx; (c y b) Cuarzo gráfico euhedral desarrollado en feldespato potásico, a su vez rodeado por cuarzo gráfico anhedral Nx, Np; (e y f) Cuarzo típico de textura gráfica, en forma de cuñas (Nx), y (f) en forma de escritura cuneiforme. Nx. P-167.**





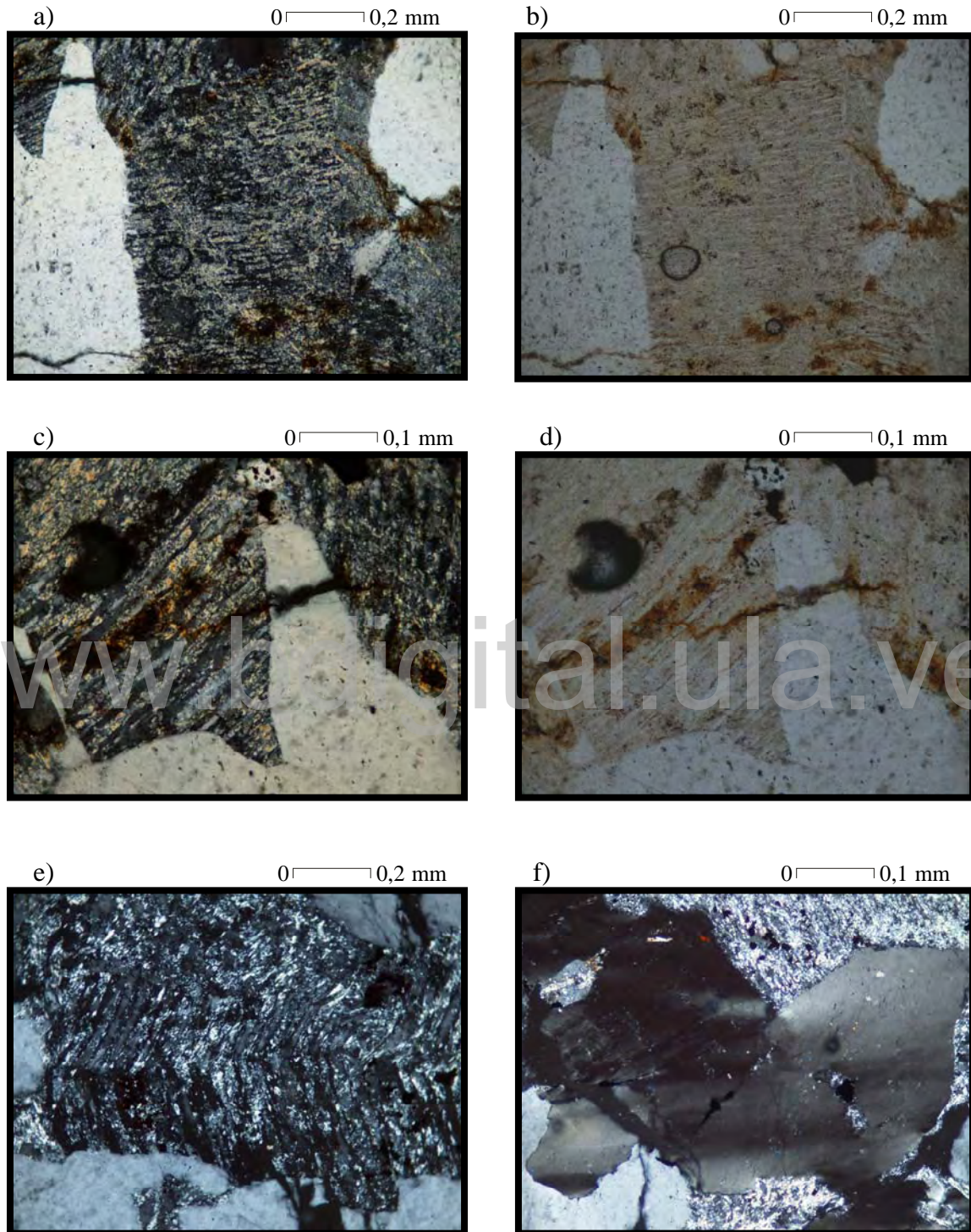
**Fig. 8.C-14.** (a) Muscovita subhedral parcialmente cloritizada. Nx; (b) Detalle del núcleo moscovítico con clorita hacia los bordes y en planos de clivaje. Np; (c y d) Cuarzo gráfico subhedral en ortosa transformada a sericita. Nx y Np; (e y f) Plagioclasa oligoclasa con núcleo sericitizado (Nx). Nótese la coloración marrón rojizo que la sericita le da al cristal. Np. P-155.



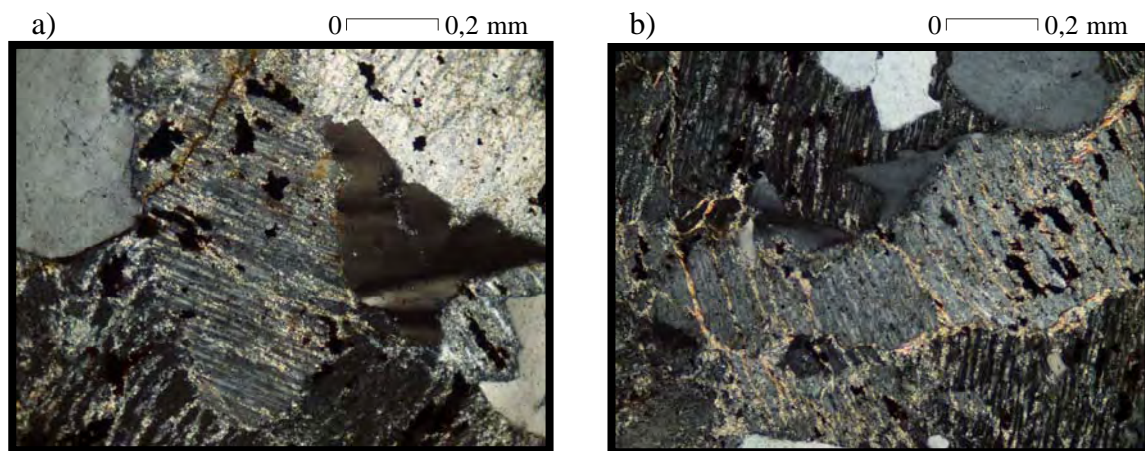
**Fig. 8.C-15.** (a) Textura antipertítica en feldespato potásico con bordes corroídos y maclas de la ley Albite. Nx; (b) Ortosa pertita euhedral, con macla de la ley Carlsbad. Nx. (P-209); (c) Cuarzo gráfico subhedral en ortosa maclada con la ley Carlsbad. Nx; (d) Ortosa pertita subhedral con bordes levemente sericitizados. Nx. (P-278); (e y f) Cierta forma de textura mirmequítica con gráfica en ortosa. Nx y Np. P-233.



### 8.C.1.5. GRANITO DE PIÑERO ALTERADO



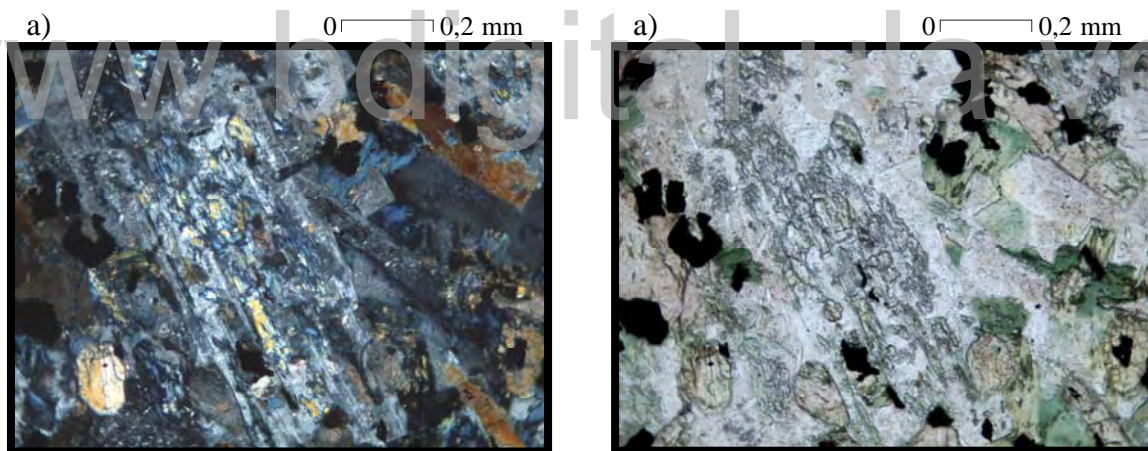
**Fig. 8.C-16. (a y c) Cuarzo anhedral con bordes irregulares en bahía en contacto con ortosa pertítica. Nx; (b y d) Bandeamiento en ortosa exhibiendo contraste entre el feldespato potásico y plagioclase sericitizada. Np. (P-124 P-129); (e) Detalle de ortosa pertítica subhedral, con bandas de albita sericitizada. Nx; (f) Cuarzo con extinción ondulatoria y bordes irregulares. Nx. P-177.**



**Fig. 8.C-17. (a y b) Ortosa pertítica deformada, con macla de la ley Carlsbad y bordes corroídos. Nótese la transformación parcial de las bandas de albita a sericita. Nx; P-177.**

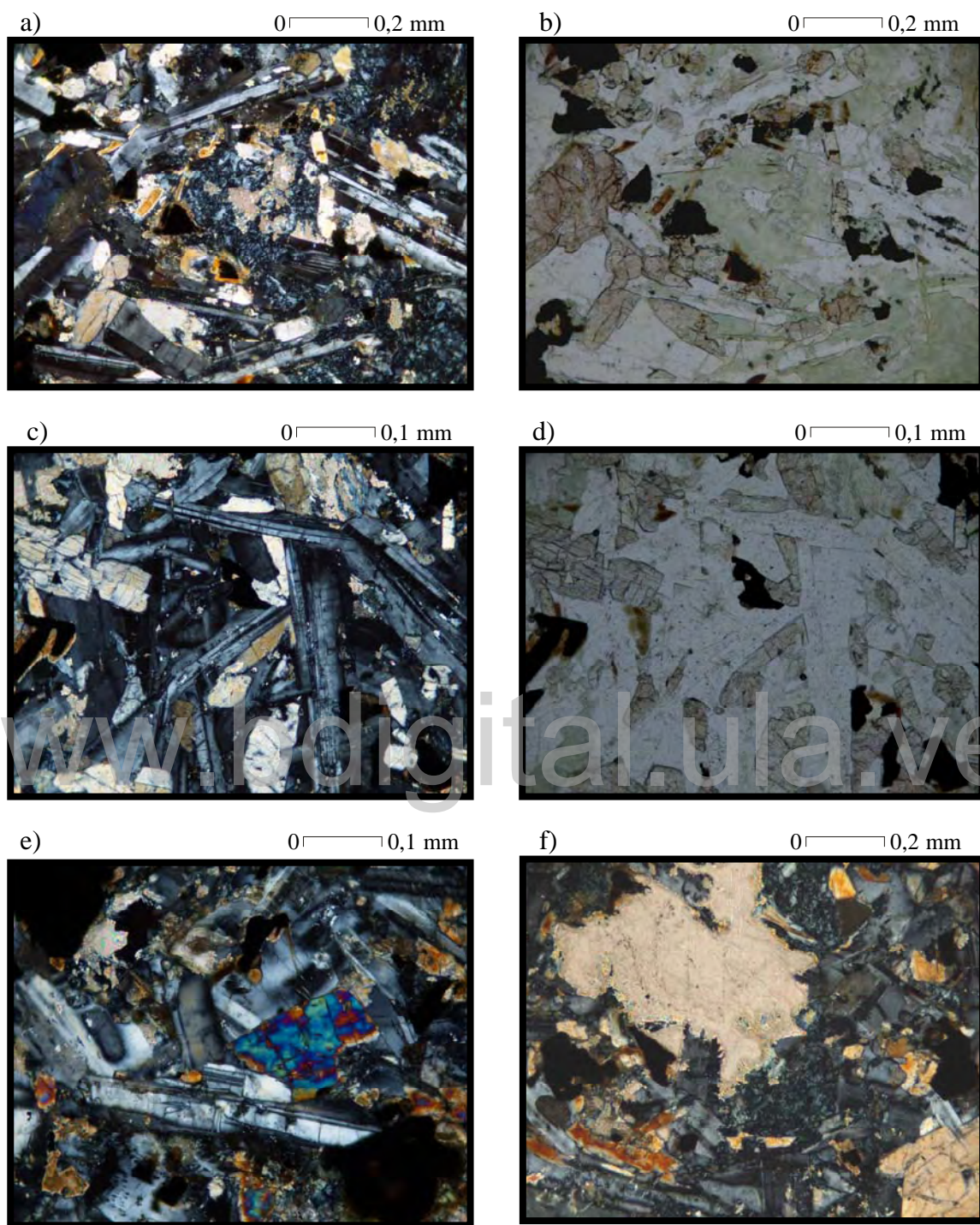
#### **8.C.1.6. INTRUSIVOS TARDÍOS**

**Diabasa**



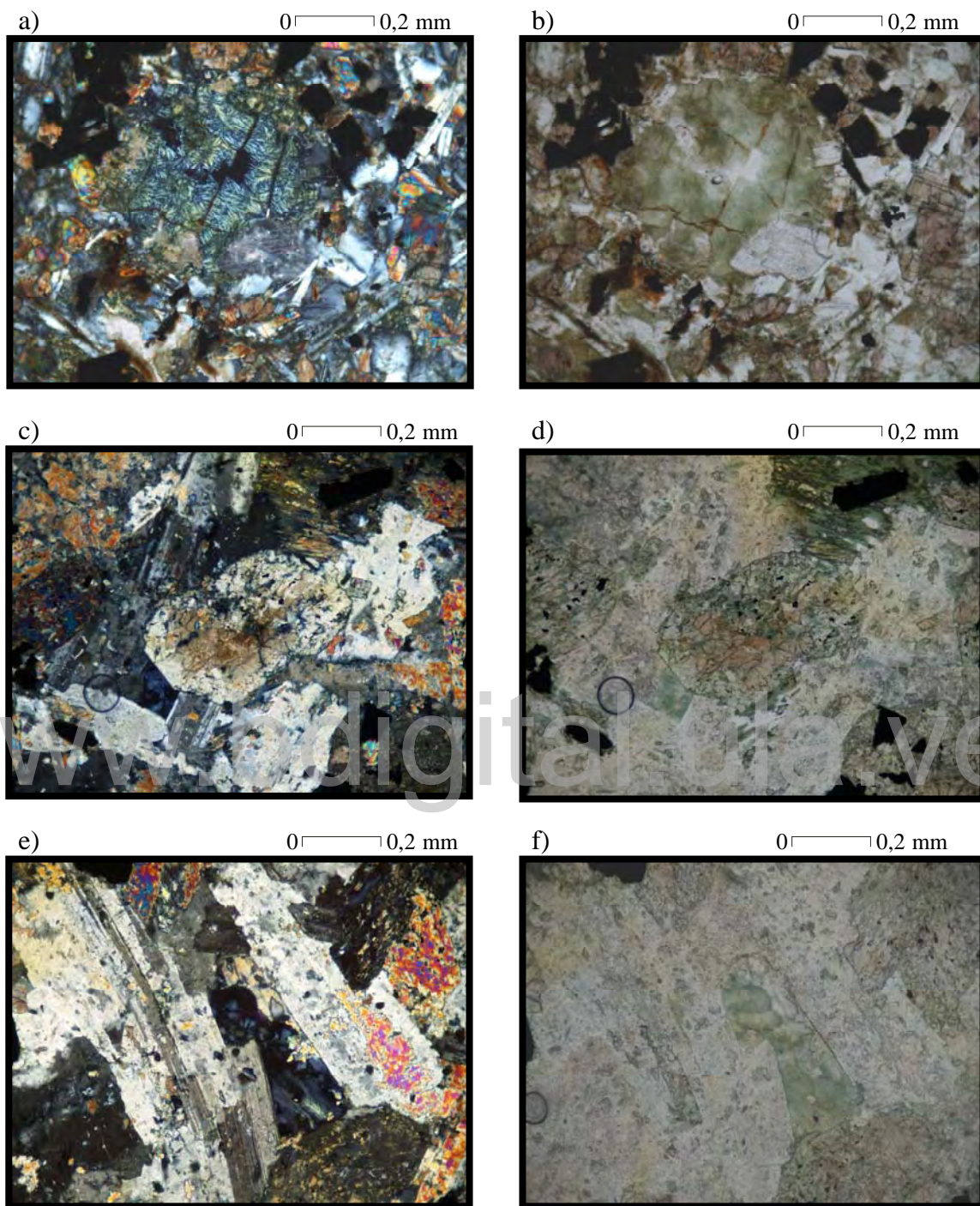
**Fig. 8.C-18. (a) Plagioclase con proceso de saussuritización a epidoto. Nx; (b) detalle de epidoto pistacita (color ambar). Np. P-90.**





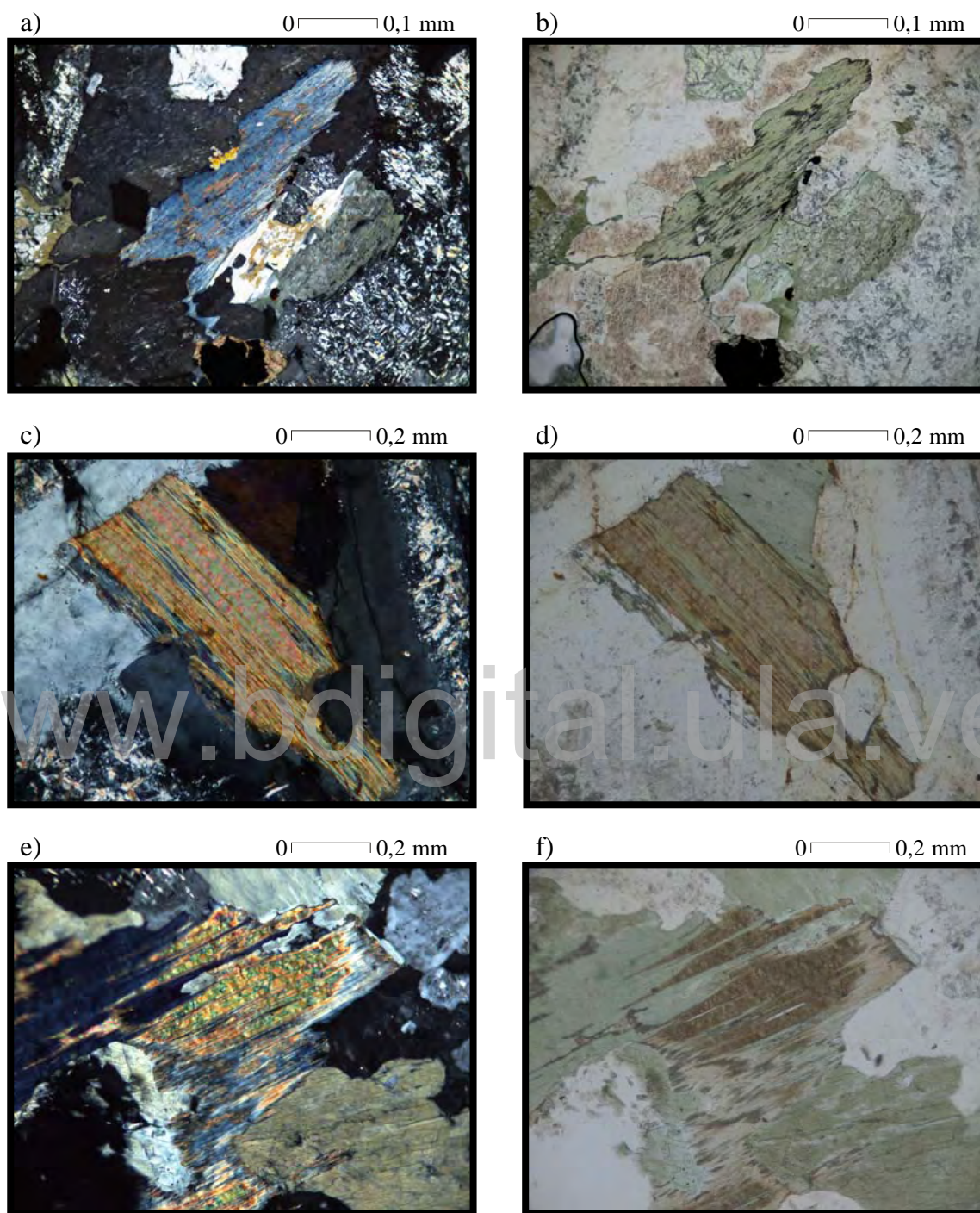
**Fig. 8.C-19. (a, c y e) Textura subofítica formada por clinopiroxenos moldeados por láminas de plagioclasas (oligoclas-andesina). Nx; (b y d) detalle de augita intersticial y proceso de cloritización. Np; (f) Seudomorfo relleno de calcita. Nx. P-99.**





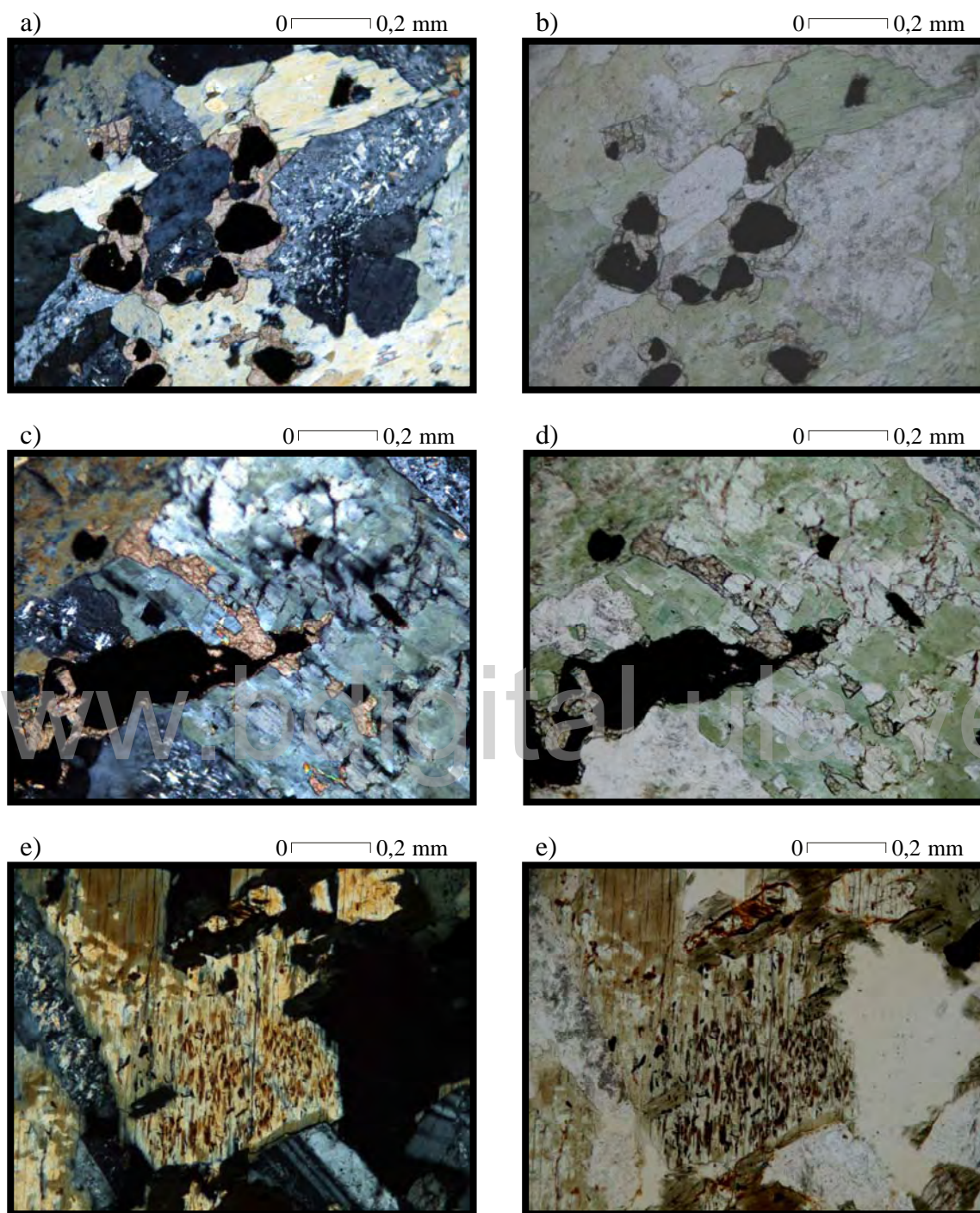
**Fig. 8.C-20. (a) Seudomorfo de posible olivino actualmente serpentizado en forma total. Nx; (b) Notese los cristales euhedrales de magnetita. Np. (P-99); (c y e) Cristales de plagioclase (oligoclase-andesina) euhedrales exhibiendo macla de la ley Albite. Nx; (d y f) Espacios intersticiales de minerales cloritizados. Np. P-169.**





**Fig. 8.C-21. (a) Cristal subhedral de biotita cloritizada, con color de birefringencia anómalo azul Berlín. Nx; (b) Nótese las inclusiones de óxido de hierro siguiendo los planos de clivaje. Np. P-49; (c y e) Biotita con típico color de nirrefringencia y parcialmente cloritizada con color anómalo azul Berlín. Nx; (d y f) Detalle de bandas de biotita y clorita. Np. P-49 y P-57.**





**Fig. 8.C-22. (a y c) Ilmenita en estrecha relación con titanita. Nx; (b y d) El algunos casos la ilmenita esta embebida por la titanita. Np; (e) Cristal prismático de hornblenda con múltiples inclusiones de óxido de hierro (Nx), los cuales de destacan (f) por estar alineados con el clivaje. P-57.**



## DIORITA

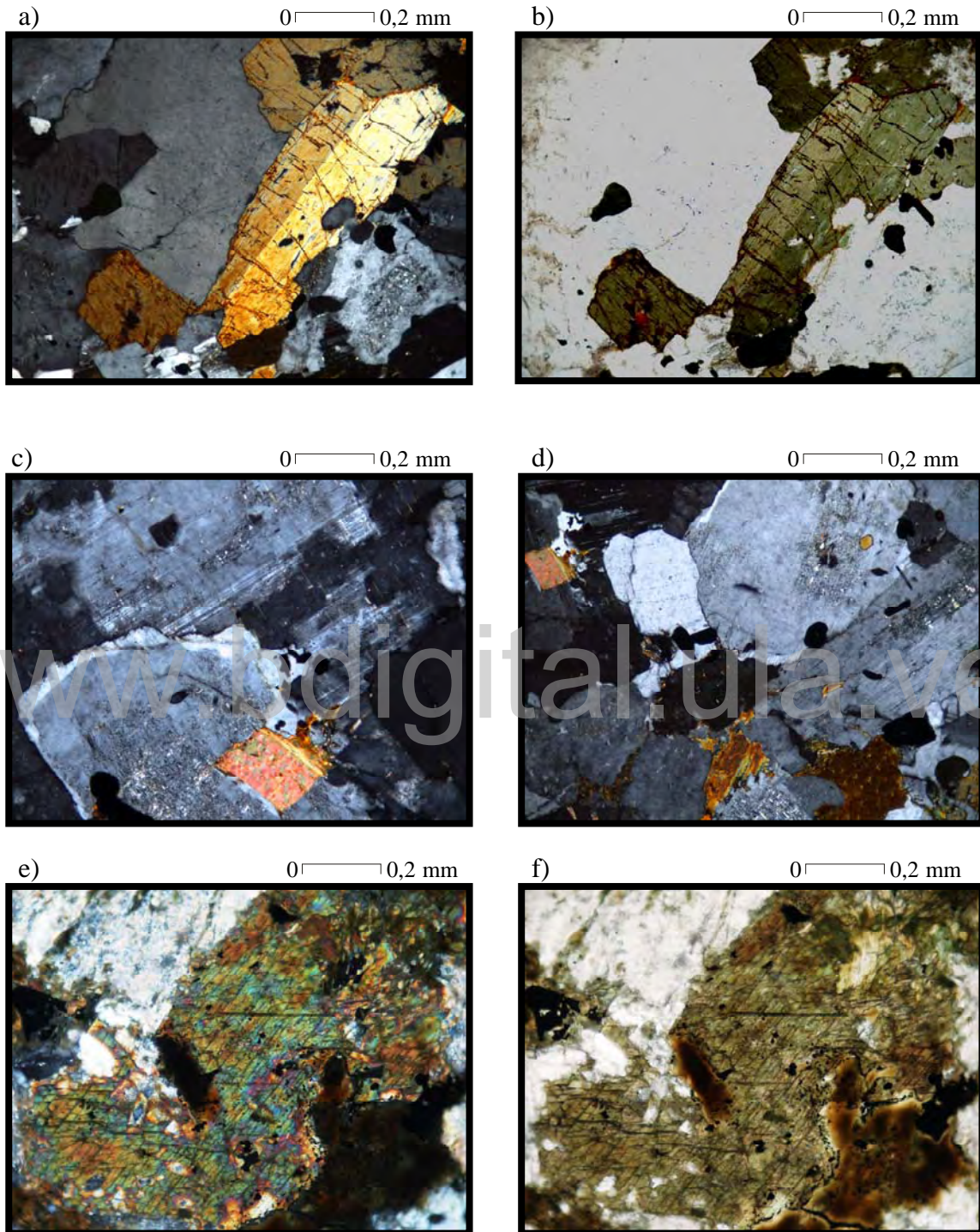
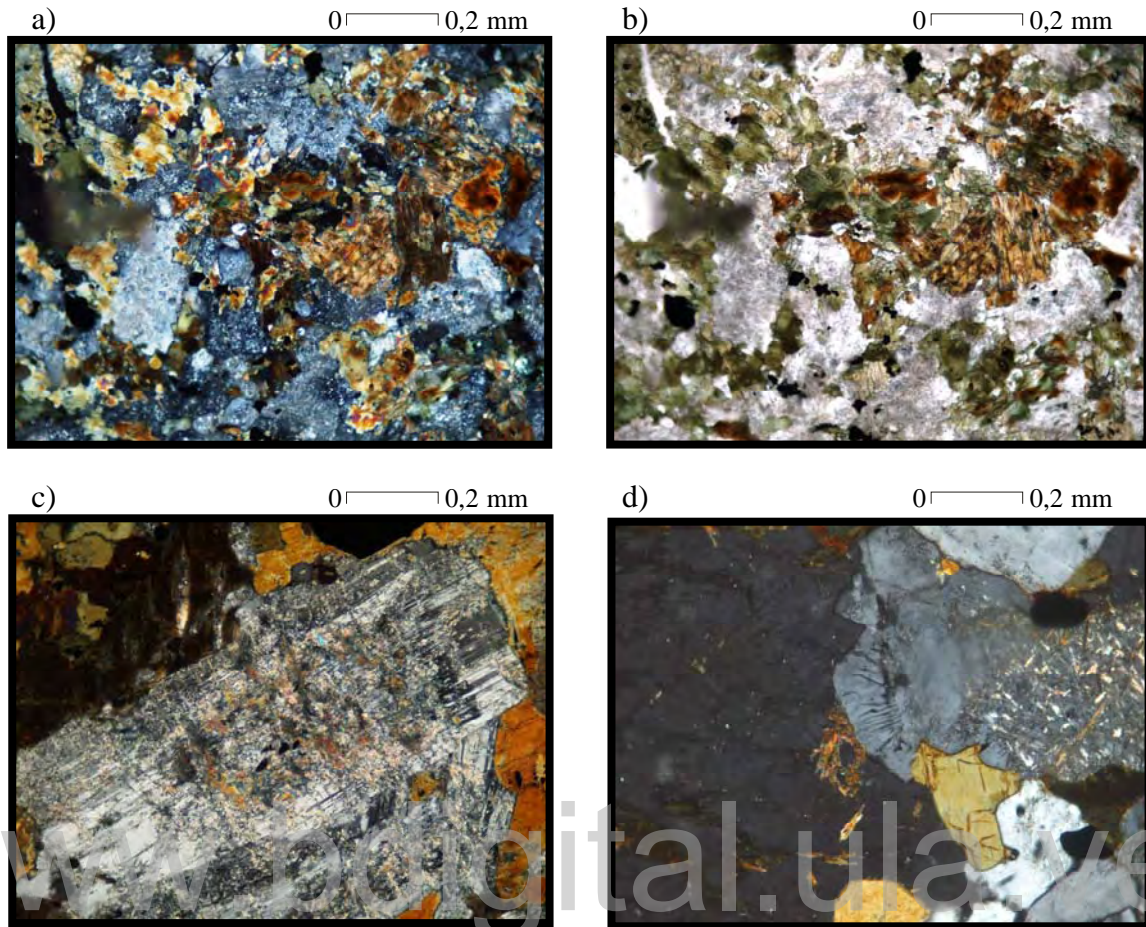


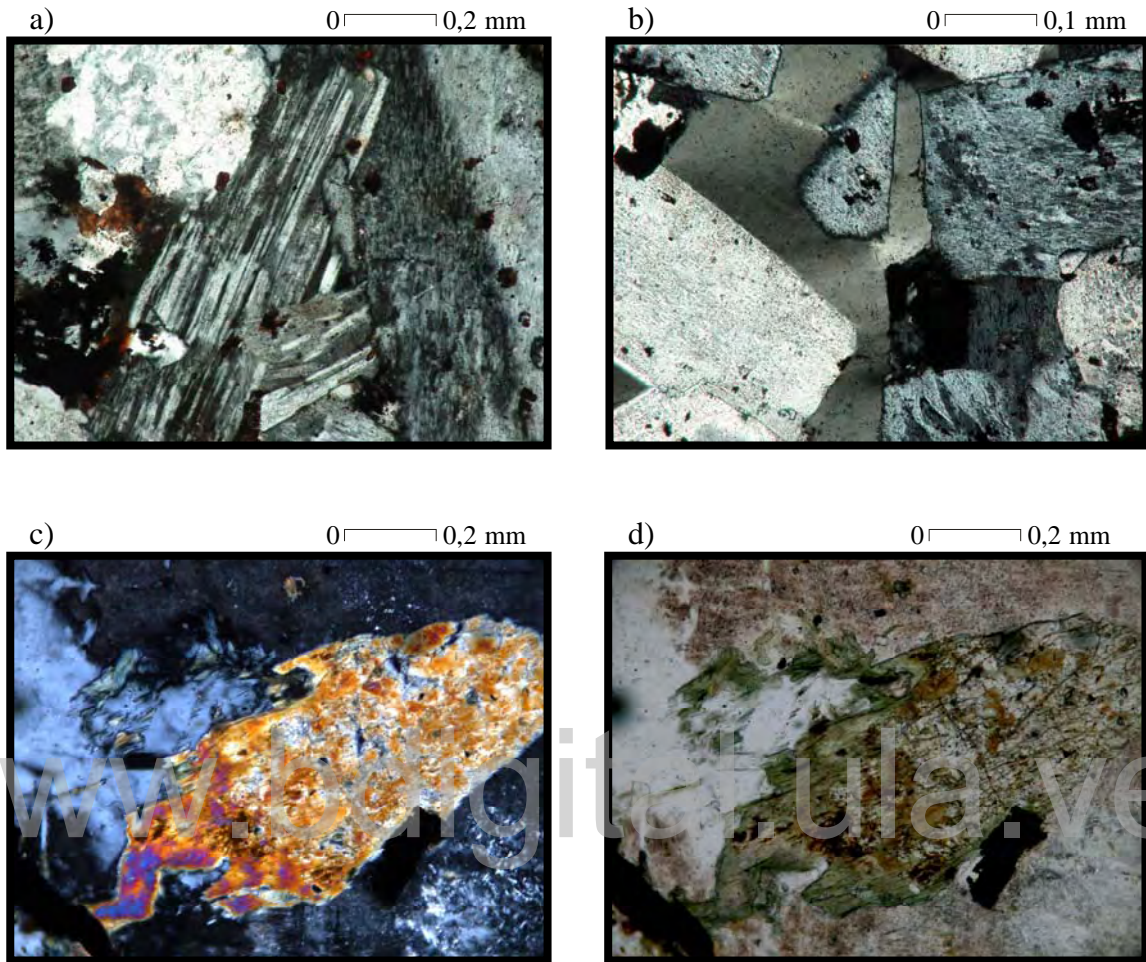
Fig. 8.C-23. (a) Hornblenda prismática (Nx) y (b) color verde oliva, con clivaje relleno parcialmente por óxido de hierro. Np. P-60; (c y d) Plagioclas oligoclasa-andesina, subhedral con inclusión de biotita y borde de crecimiento epitaxial. Nx; (e y f) Hornblenda anhedral de dordes corroidos (Nx) exhibiendo clivaje en dos direcciones. Np. P-204.



**Fig. 8.C-24.** (a) Textura hipidiomórfica, equigranular de grano medio (Nx), con biotita (b) y hornblenda distribuida regularmente. Np; (c) Cristal prismático euhedral de plagioclase (oligoclase-andesina) parcialmente transformada a sericita y con leve proceso de saussuritización a epidoto. maclada según la ley Albite-Carlsbad. Nx; (d) Textura mirmequita entre plagioclase y ortosa. Se nota como la “corona” de cuarzo vermicular invade el espacio dentro del cristal de ortosa. Nx. P-205.

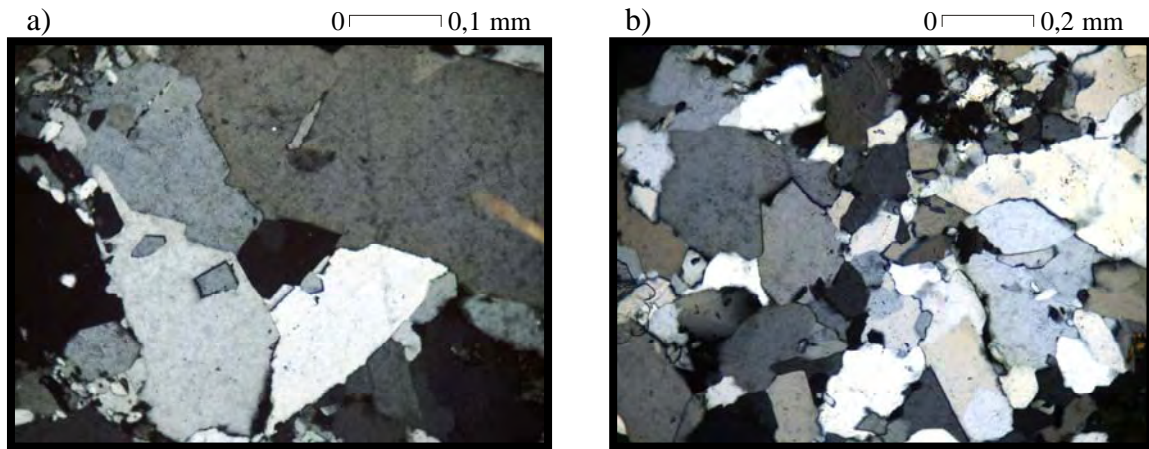


## SIENITA



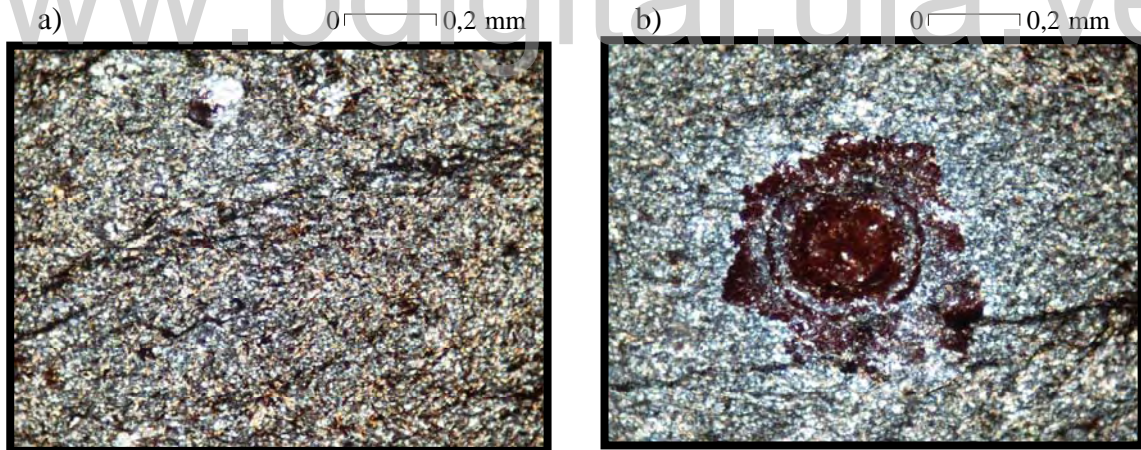
**Fig. 8.C-25. (a) Plagioclase (oligoclase-andesine) subhedral en contacto con ortosa perítica con macla de la ley Carlsbad. Nx; (b) Ortosa perítica subhedral. Detalle de cristal de ortosa en forma de cuña embebida en cuarzo, este a su vez es intersticial. Nx. P-151; (c) Cristal prismático subhedral de hornblenda (Nx) como producto de transformación (d) de augita. Nótese que el piroxeno (incolore) permanece como relicto en el núcleo del cristal. Np. P-171.**

## APLITA



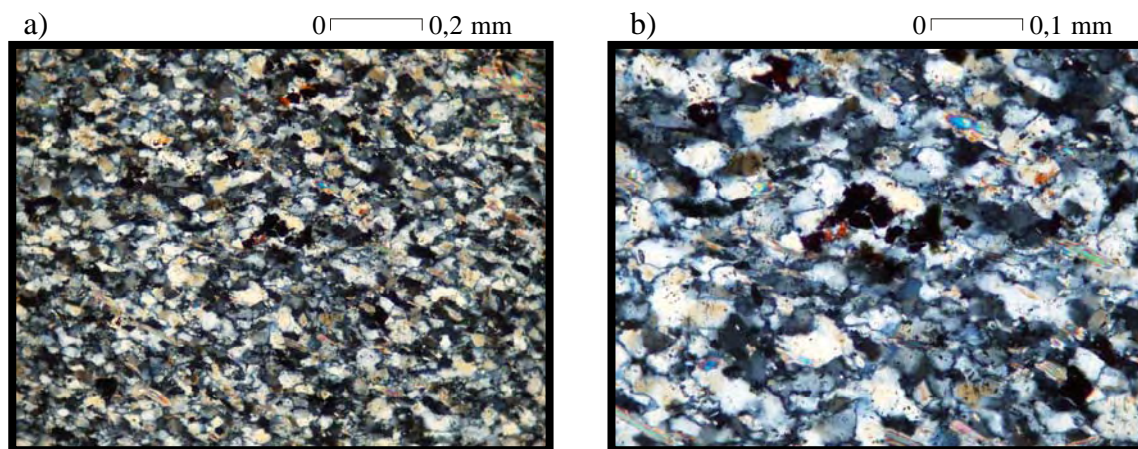
**Fig. 8.C-26. (a) Cuarzo sudhedral en contacto con ortosa. Se observan los contactos bien definidos. Nx; (b) Aspecto equigranular, hipidiomórfico de grano fino a medio. Np. P-217.**

## 8.C.2. FILITA DE MIRELES



**Fig. 8.C-27. (a) Textura granoblástica con foliación incipiente. Los paquetes de sericita están distribuidos irregularmente y los finos agregados de grafito están concentrados a lo largo de los planos de estratificación. Nx. (b) Concentración de óxido de hierro en estructura sedimentaria o efecto diagenético. Nx. P-308b.**

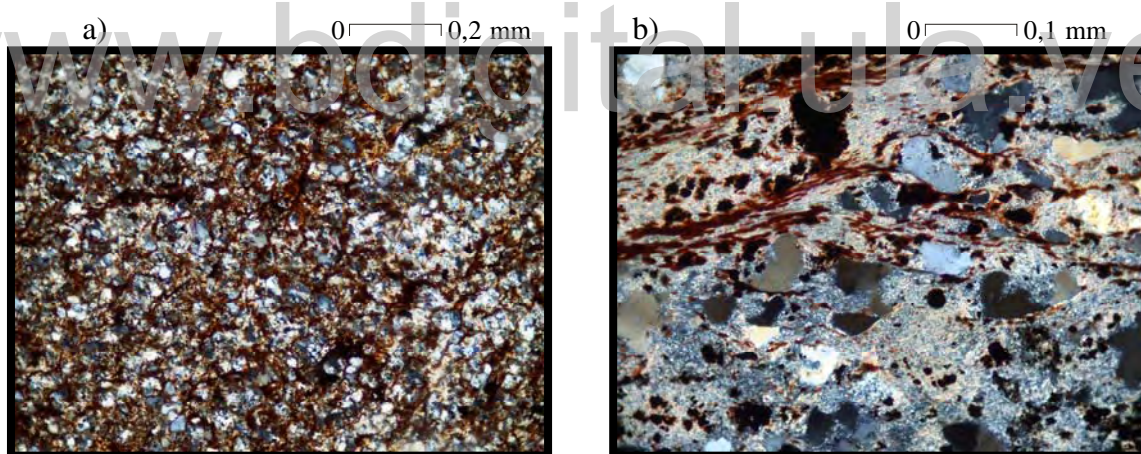




**Fig. 8.C-28. (a) Paquete granoblástico de grano fino a medio con foliación incipiente (Nx); (b) los cristales de cuarzo y mica están levemente orientados. Los contactos de los granos suturados denotan compactación. Nx. P-309.**

### **8.C.3. ASOCIACIÓN METASEDIMENTARIA EL BARBASCO**

#### **8.C.3.1. METAPELITA DE CERRAJÓN**



**Fig. 8.C-29. (a) Paquete granoblástico con finos agregados de hematita, que están distribuidos irregularmente (b) y se concentran, principalmente en los planos de foliación. Detalle de textura grano lepidoblástica. Nx. P-283b**



### METALIMOLITA DE JOBITO

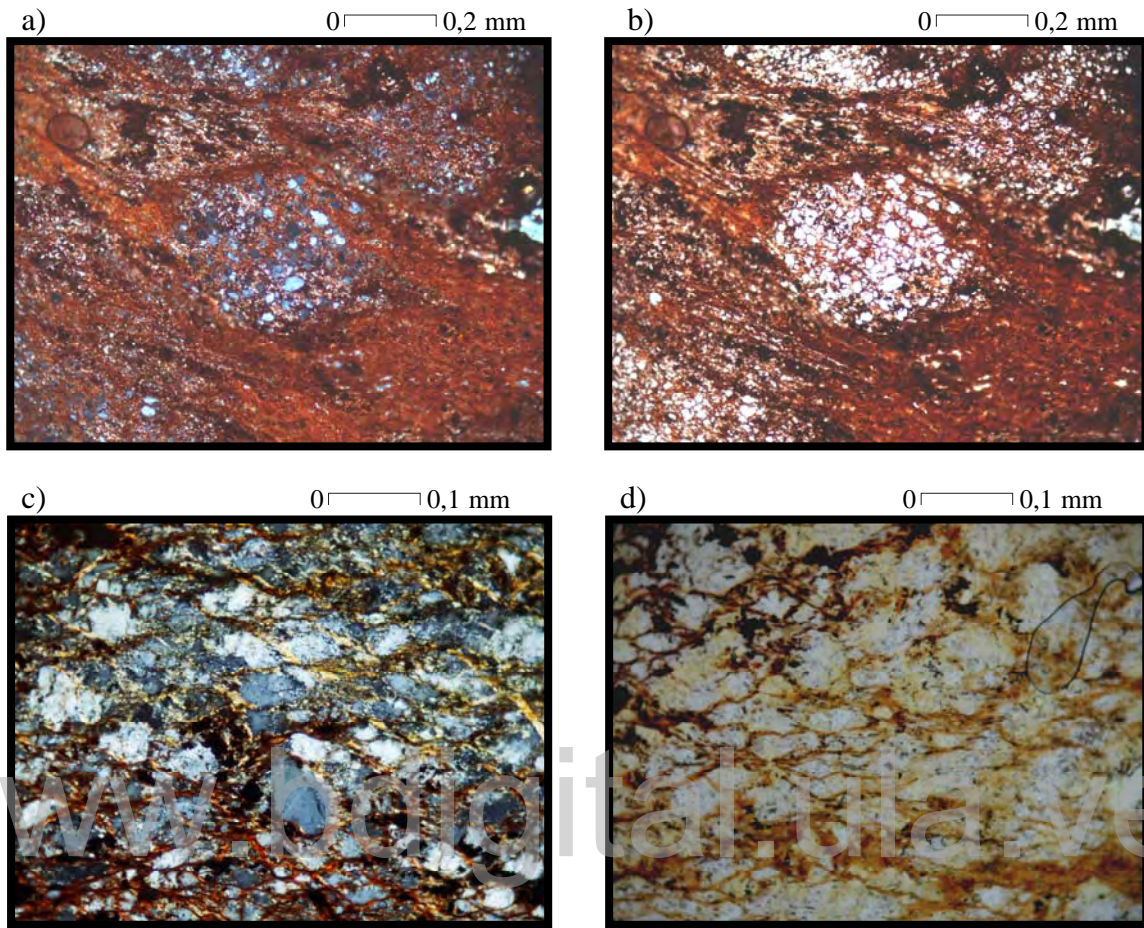


Fig. 8.C-30. (a) La textura granolepidoblástica con alto contenido de hematita, le imprime a la roca un color rojo (Nx); (b) Detalle cristal granular. Np. P-114; (c) Paquetes de mica en forma anastomosada, con horizontes hemáticos. Nx. Nótese (d) la orientación de los granos de cuarzo embebidos por la mica y la hematita. Np. P-240.

### 8.C.3.2. CUARCITA DE CAÑAOTE

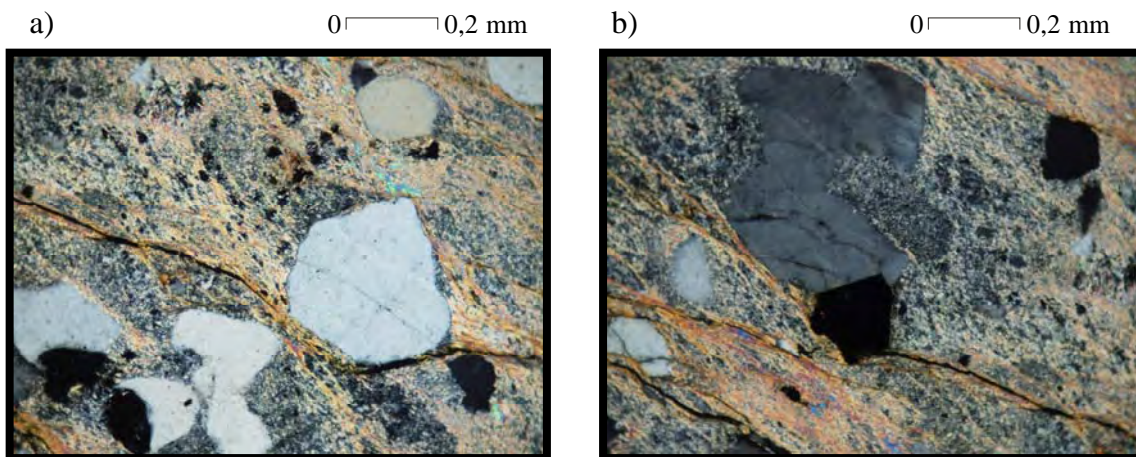
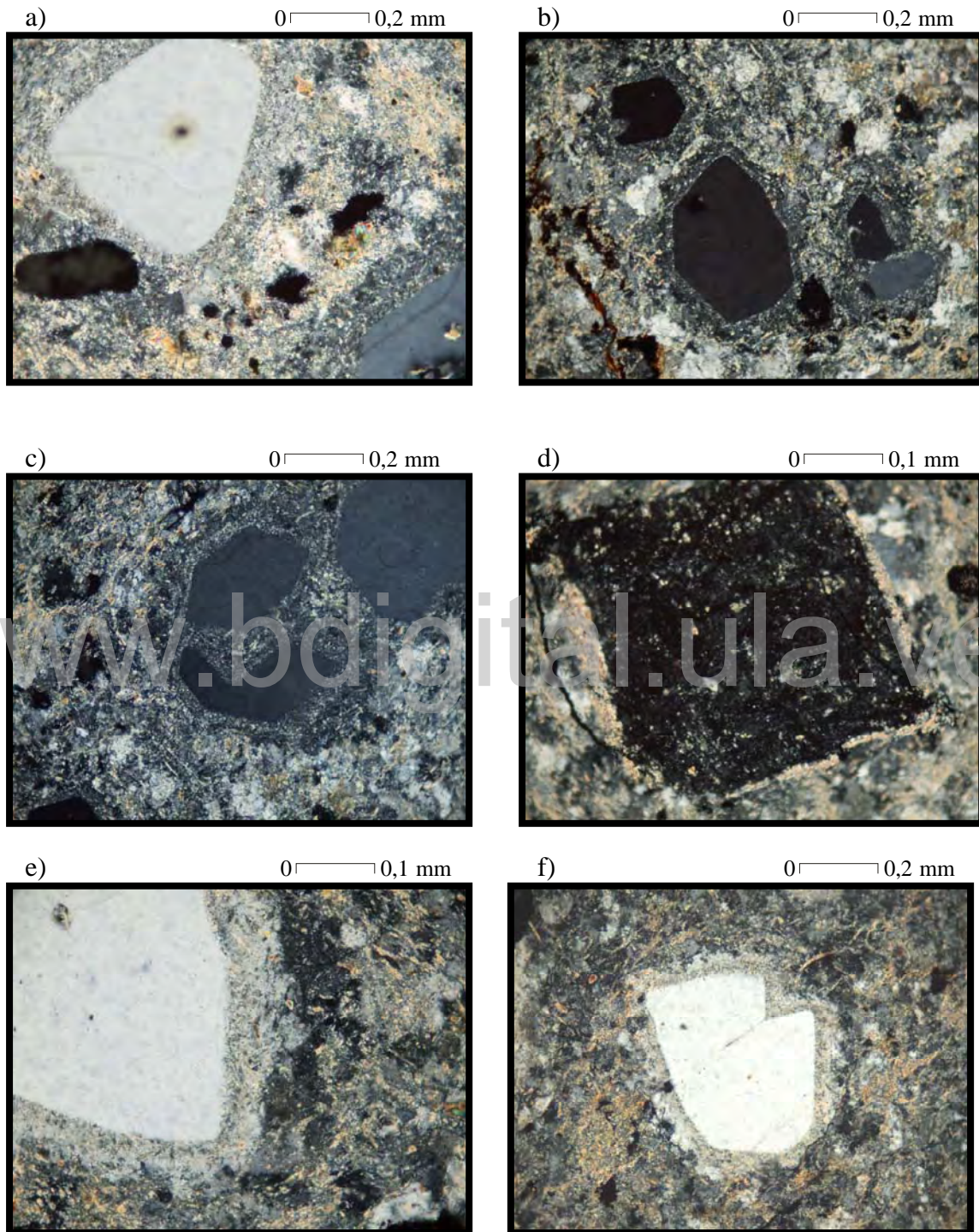


Fig. 8.C-31. (a y b) Textura granolepidoblástica. Se observan sombras de presión. Nx; P-250.



## C.4. SUPER-ASOCIACIÓN GUACAMAYAS

### 8-C.4.1. RIOLITA EL CORCOVADO



**Fig. 8.C-32. (a, b, c, e y f)) Fenocristales de cuarzo con bordes de reacción con la matriz. Algunos con crecimiento bipiramidal; (d) Cristal de sanidina euhedral con borde de reacción transformado a sericita. Nx. P-297.**



#### 8-C.4.2. RIOLITA DE LA BANDOLA

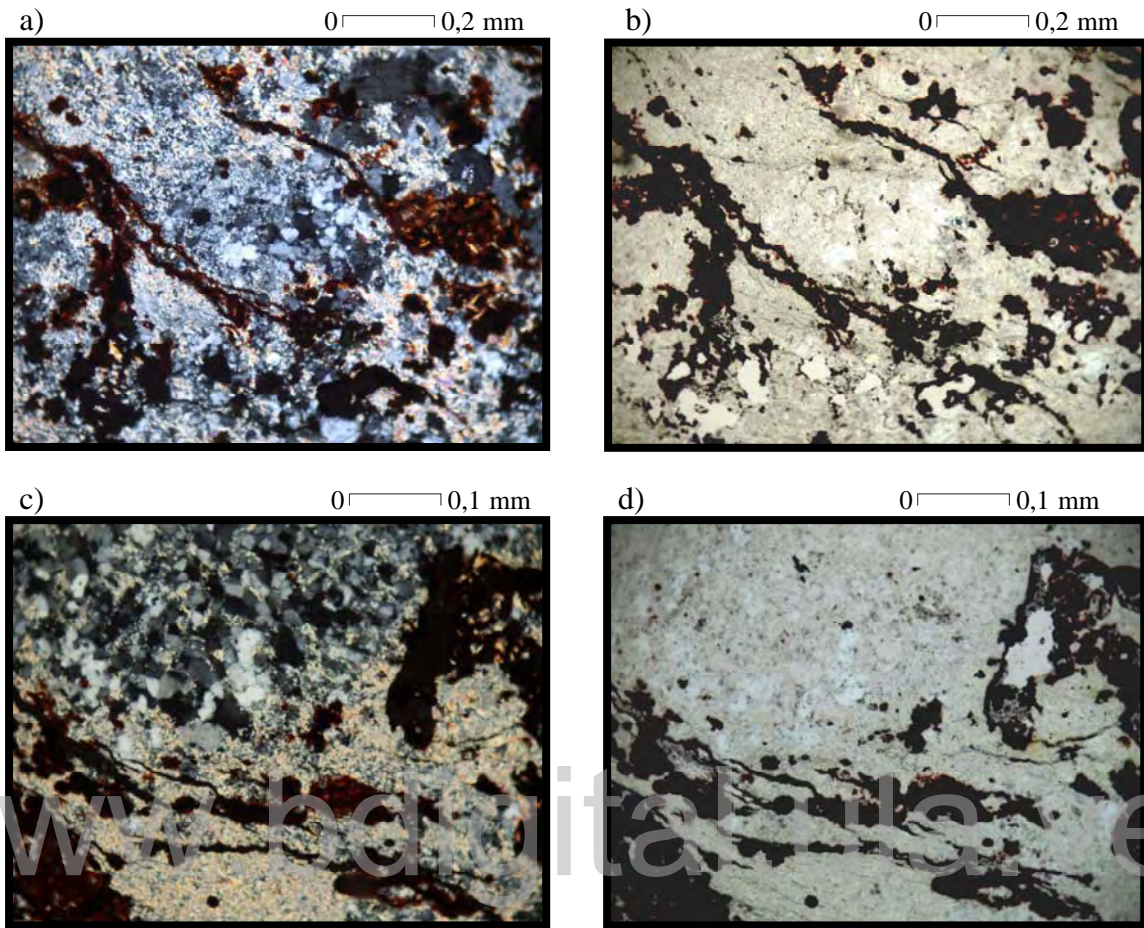


Fig. 8.C-33. (a) Cuarzo policristalino embebido en matriz félsica con hematita fluidal anastomosada. Nx; (b) Se observa un cristaloblasto bordeado por hematita incluida en los planos de foliación. Np; (c y d) Detalle de cristaloblasto de cuarzo policristalino y sombra de presión. Nx y Np. P-252.

#### 8-C.4.3. LATITA CUARCÍFERA DE EL OSO

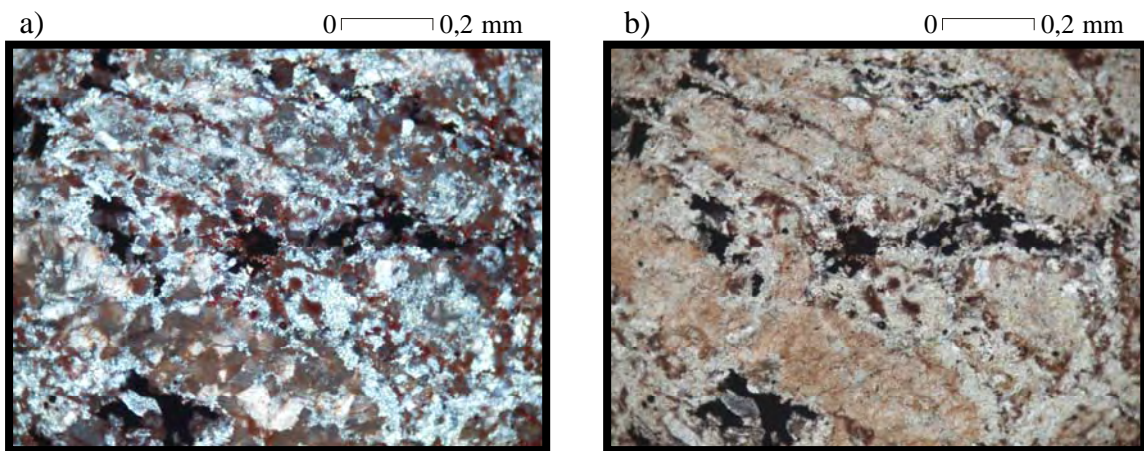
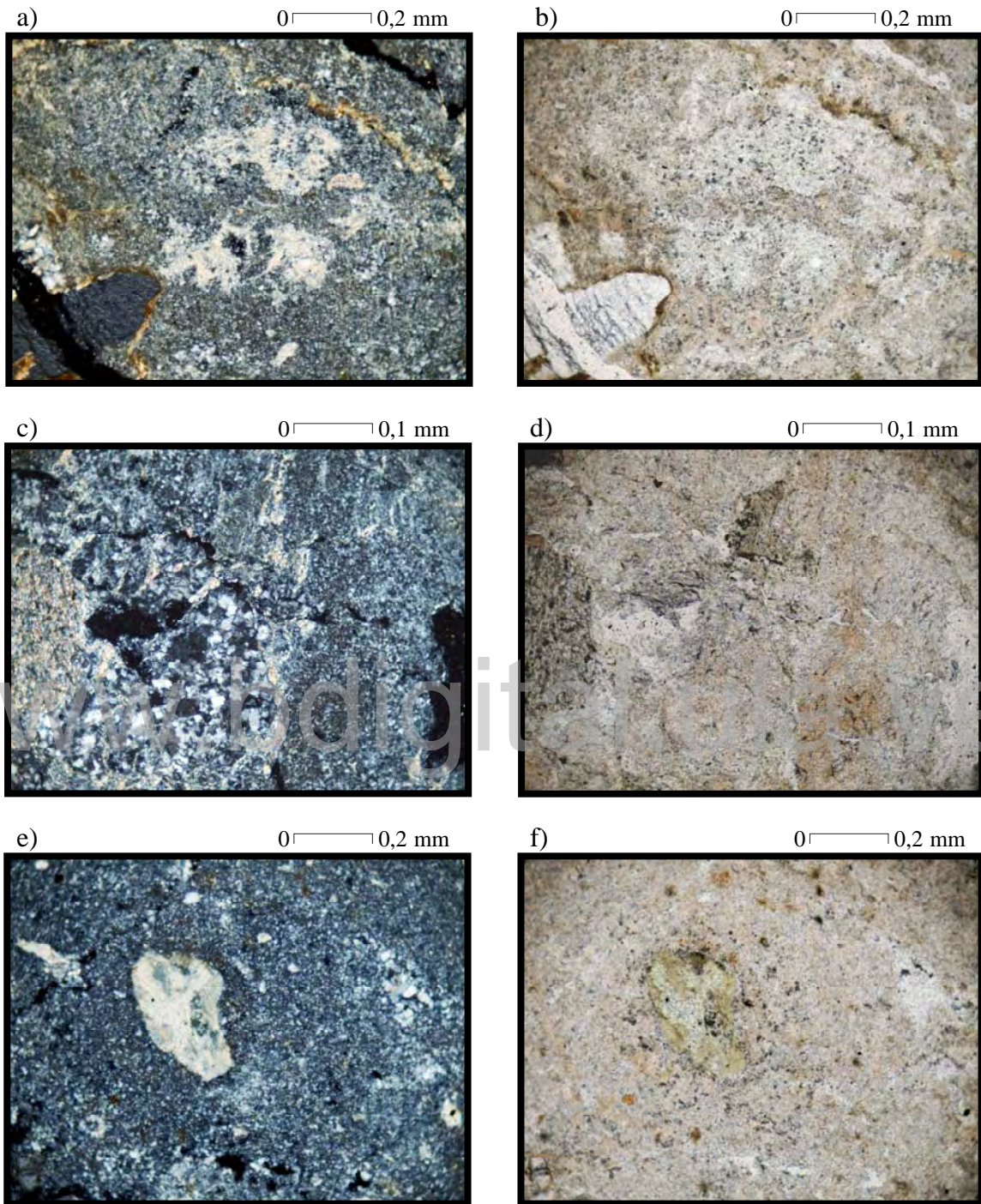


Fig. 8.C-34. (a) El cuarzo forma parte de la matriz félsica (Nx); (b) Esta matriz está embebida por una matriz amorfa criptocristalina de hematita y fluidal. P-318.



#### 8-C.4.4. RIOLITA DE LA SEGOVIERA



**Fig. 8.C-35. (a) Cristal de plagioclase anhedral con borde de reacción transformado a sericita. Nx; (b) Se puede observar la matriz afanítica embebiendo a cristales que han sido completamente transformados a sericita. Np; (c y d) Detalle de fragmento de cuarzo policristalino (Nx) embebido en una matriz félsica. Np; (e y f) Cristal de plagioclase subhedral transformado a sericita y clorita embebido en matria félsica. P-301.**

## APÉNDICE 9.D

### MÉTODOS, PROCEDIMIENTOS EN LABORATORIO Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

#### 9.D-1. Determinación de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas

Las 30 muestras utilizadas para estas determinaciones, fueron cuidadosamente seleccionadas y procesadas en los laboratorios del ICT-UCV. Estas se colocaron sobre una plancha limpia de acero, evitando una posible contaminación y se trituraron, en una primera etapa, golpeándose con una mandarina. Posteriormente se procedió a pulverizarlas, tomando 30 gramos de cada una, y tratándola en un equipo de molienda Shatterbox. Este equipo está compuesto por una cámara de carburo de tungsteno formada por 3 piezas móviles que, al vibrar y moverse pulverizan la muestra. El tiempo de pulverización fue variable, dependiendo del tipo de litología, pero en general, varió entre 2 y 3 minutos por muestra. Posteriormente, en envases plásticos transparentes y con tapas, debidamente rotulados, fueron almacenadas.

Una vez cumplida esta etapa, se procedió al envío del polvo a Activation Laboratories LTD (ACTLABS) en Ontario, Canadá. La dirección de la página en internet es <http://www.actlabs.com/home.htm>, en donde se pudo visualizar los tipos y los costos de los análisis.

En base a los análisis que se ameritaban, se seleccionaron tres códigos, a saber: 4B, 4B-INAA y 4LITHO. A continuación se explica cada uno de ellos.

#### **Código 4B**

Aquí las muestras se analizan por el método ICP óptico (plasma inductivamente acoplado) en roca total. El polvo es mezclado con metaborato de litio y litio tetraborato y fundido en un horno de inducción. El fundido es vertido inmediatamente en una solución de ácido nítrico al 5% y mezclado continuamente (~30 minutos) hasta que las muestras sean completamente disueltas. Las muestras son tratadas para óxidos principales y elementos



traza con una combinación simultánea/secuencial Thermo Jarrell-Ash en un equipo ENVIRO II ICP.

Los límites de detección para los siguientes componentes y elementos químicos son:

Componentes mayoritarios y minoritarios

Óxido	Límite de detección (%)
SiO <sub>2</sub>	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01
MgO	0,01
MnO	0,001
CaO	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,001
Na <sub>2</sub> O	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01
Pérdida al rojo (PAR)	0,01

Elementos Trazas

Elemento	Límite de detección (ppm)
Ba	3
Sr	2
Y	2
Zr	4
Sc	1
Be	1
V	5

Análisis de los estándares utilizados (óxidos - %, traza - ppm).

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ba	Sr	Y	Sc	Zr	Be	V
SY3	59.51	11.62	6.47	0.32	2.54	8.25	4.17	4.23	0.14	0.52	435	306	718	8	327	22	44
Cert	59.68	11.76	6.49	0.32	2.67	8.25	4.12	4.23	0.15	0.54	450	302	718	6.8	320	20	50
DNC1	46.91	18.46	9.76	0.15	10.05	11.27	1.99	0.24	0.47	0.07	102	141	16	31	32	-1	141
Cert	470.4	18.30	9.93	0.15	10.05	11.27	1.87	0.23	0.48	0.08	114	145	18	31	41	1	148
W2	52.58	15.35	10.72	0.16	6.37	10.98	2.31	0.64	1.05	0.12	170	194	21	35	86	1	262
Cert	52.44	15.35	10.74	0.16	6.37	10.87	2.14	0.63	1.06	0.13	182	194	24	35	94	1.3	262
STM1	59.64	18.07	5.24	0.22	0.07	1.09	8.87	4.24	0.13	0.16	583	700	44	-1	1210	9	-5
Cert	59.64	18.39	5.22	0.22	0.1	1.09	8.94	4.28	0.14	0.16	560	700	46	0.61	1210	9.6	8.7
MRG1	39.43	8.59	17.93	0.17	13.74	14.77	0.73	0.18	3.78	0.07	48	272	13	55	96	1	528
Cert	39.12	8.47	17.94	0.17	13.55	14.7	0.74	0.18	3.77	0.08	61	266	14	55	108	0.62	526
BIR1	47.78	15.43	11.52	0.17	9.7	13.75	1.86	0.02	0.95	0.02	7	107	16	44	15	-1	320
Cert	47.77	15.35	11.26	0.17	9.68	13.24	1.75	0.02	0.96	0.05	7	108	16	44	15.5	0.58	313
G2	68.72	14.95	2.65	0.03	0.71	1.87	4.08	4.48	0.48	0.13	1882	471	9	3	318	2	36
Cert	69.14	15.39	2.66	0.03	0.75	1.96	4.08	4.48	0.48	0.14	1882	478	11	3.5	309	2.5	36

### **Código 4B-INAA**

Este paquete analítico utiliza la técnica de INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis-Análisis Instrumental de Activación de Neutrones). Para ello se utiliza una porción de aproximadamente 30 gr de cada muestra, la que es encapsulada e introducida en un frasco de polietileno, e irradiada (de 1 hasta 11 muestras) en un flujo termal de neutrones de  $7 \times 10^{12} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Después de siete días, las muestras son evaluadas por un detector Ge de rayos gamma, con una resolución de 1.7 KeV para el 1332 KeV Co-60. De 10 a 30 % de las muestras son analizadas de nuevo. Recomiendan a ensayos para los valores que exceden los límites superiores. Para mas detalles consultar a HOFFMAN (1992).

Es una técnica no destructiva, capaz de realizar medición hasta de 35 elementos. INAA es dependiente de la medición de la radiación gamma primaria, que es emitida por los isótopos radiactivos producidos en un reactor nuclear. Cada elemento que es activado emitirá "una huella digital" de radiación gamma que puede ser medida y cuantificada.

Esta opción se recomienda para As, Sb, alto W > 100 ppm y Cr > 1000 ppm. Los límites de detección para los elementos, se muestran en la tabla a continuación:

Límites de detección de elementos (ppm)

Elemento	Límite de detección	Límite máximo
As	0,5	
Co	1,0	10,000
Cr	5,0	100,000
Cs	1,0	
Sb	0,2	10,000
Sc	0,1	
Mo	5,0	
Rb	20	
Hf	1,0	
Ta	0,5	
W	1,0	
La	0,5	
Ce	3,0	
Nd	5,0	
Sm	0,1	
Eu	0,2	
Tb	0,5	
Yb	0,2	
Lu	0,05	
U	0,5	
Th	0,2	

INAA es una de las técnicas de multielemento y es excepcionalmente sensible a un número de elementos como el Au, As, Ta, U, Th, etc. Muchos de estos elementos son muy difíciles y caros de determinar, según procedimientos convencionales químicos.



#### **Código 4Litho.**

Este código es una combinación de paquetes del código 4B (fusión ICP de litio metaborato/tetraborato en roca total) y el Código 4B2 (ICP de elementos traza). Este último consiste en que la solución de muestra que se preparó bajo el Código 4B se diluye para cubrir todo el análisis de masa y se introduce en un Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000 o 6100-ICP-MS.

Para la determinación de estos elementos se utilizó un espectrómetro de masa, de emisión óptica con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) modelo Spectro Cirros ICP.

La espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplada (ICP-MS) es una técnica analítica versátil, rápida y exacta que proporciona análisis de las concentraciones de más de 70 elementos en una sola corrida analítica, pero dentro del costo del código 4B, solo se detectan 10 componentes mayoritarios y 7 elementos traza.

El ICP-MS, emplea un plasma de argón, como fuente de ionización y un espectrómetro cuádruple de masas para descubrir los iones producidos. Durante el análisis, la muestra es nebulizada en el gas de argón y pasada por un plasma inductivamente acoplado. El gas es atomizado e ionizado, formando un plasma. El plasma es una fuente tanto de átomos excitados como ionizados. Los iones positivos en el plasma, son concentrados bajo un espectrómetro de masa de cuatro polos, donde son separados, según la masa atómica, des

cubiertos, multiplicados y contados. La versatilidad de la técnica, hace al ICP-MS, un instrumento analítico multidisciplinario. Es usado extensamente en muchas áreas incluyendo la geológica, ambiental, biológica, agricultura, médica, química, en semiconductores, laboratorios de investigaciones nucleares, entre otros. La calibración es realizada, usando 7 materiales de referencia, certificados por USGS y CANMET.

Los totales deberían estar entre el 98.5 % y el 101 %. Si los resultados son bajos, las muestras son exploradas para metales. Los resultados bajos pueden indicar presencia de sulfato u otros elementos como Li que normalmente no serán explorados. Las muestras con totales bajos sin embargo automáticamente son rechazadas y analizadas de nuevo. Los límites de detección para los elementos químicos a través de este método son:

### Límites de detección (ppm)

Elemento	Límite de detección	Límite máximo
Ag	0,5	100
As	5	2,000
Ba	3	300,000
Bi	0,1	2,000
Co	1	1,000
Cr	20	10,000
Cs	0,1	1,000
Ga	1	500
Ge	0,5	500
Hf	0,1	1,000
Mo	2	100
Nb	0,2	1,000
Pb	5	10,000
Rb	1	1,000
Sr	2	10,000
Ta	0,1	500
Th	0,05	2,000
U	0,01	1,000
V	5	5,000
W	0,5	5,000
Y	0,5	1,000
Zn	30	10,000
Zr	1	10,000
La	0,05	2,000
Ce	0,05	3,000
Pr	0,01	1,000
Nd	0,05	2,000
Sm	0,01	1,000
Eu	0,005	1,000
Gd	0,01	1,000
Tb	0,01	1,000
Dy	0,01	1,000
Ho	0,01	1,000
Er	0,01	1,000
Tm	0,005	1,000
Yb	0,01	1,000
Lu	0,002	1,000

### **Pérdida al Rojo (PAR)**

Este ensayo se realiza para detectar la cantidad de H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> y otros volátiles que están contenidos en la roca. Si la roca esta muy meteorizada, estos valores, serán >3% y arrojarán resultados no específicos.

Para determinar la Pérdida al Rojo (PAR), realizada por ACTLABS, se procede de la siguiente manera. Se deja la muestra que seque en un envase de cristal abierto, en un



gabinete de aire caliente, al menos durante 6 horas (mejor de la noche a la mañana) a 105-110°C, para eliminar la humedad. El horno tiene que ser precalentado antes de introducir 1,7 gr de polvo de muestra de roca silicatada.

Las medidas a tomar son las siguientes:

Pese un crisol de cerámica vacío y anote el peso ( $n_1$ ). Añada lentamente el polvo con una espátula y anote la masa total ( $n_1 + n_2$ ). Coloque los crisoles numerados en el horno y quémelos al rojo vivo al menos por 1 hora a 1050°C. Saque los crisoles y colóquelos en un plato de cerámica. Después de 5 minutos, cuando este frío, se maneja con un guante Nomex® y se coloca en un secador. Los guantes protegen sus dedos y asegura que ninguna grasa de la piel o tejido son pegados al crisol que contribuiría a los errores del resultado de pesada.

Pese en frío el crisol 10 minutos después de sacarlo del horno. La temperatura ambiente es alcanzada en el crisol después de 5 minutos. En experimentos en laboratorio, el error debido a la adsorción de humedad de aire se hace insignificante después de 10 minutos. Se anota el peso final ( $n_3$ ) y se calcula el PAR, a través de la siguiente fórmula:

$$\text{PAR (\% en peso)} = 100 \times ((n_2 - n_3) / (n_2 - n_1))$$



Horno de quemado

## 9.D-2. MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS

### 9.D-2.1. Etapas de procesamiento de las muestras para la separación de circones

Las siguientes son las etapas que se siguieron para la obtención de circones:

1. Se seleccionaron las muestras para la datación, lo menos meteorizadas posible.



Muestras a procesar

2. Las muestras fueron procesadas en el Laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad de Georgia (Athens, USA).

3. Los circones fueron extraídos por medio de técnicas de separación de minerales, incluidas la trituración con mandíbulas para reducir el tamaño a una fracción menor de 4 mm.

4. Posteriormente el material fue pasado por la pulverizadora de discos, para obtener una fracción entre 0,25 y 0,074 mm.



Trituradora, pulverizadora y fracción obtenida



5. La separación de minerales pesados del material pulverizado, se realizó en una mesa Rogers, en donde se desecharon los minerales poco densos y muy finos y se recuperó aproximadamente, 1 kg de minerales pesados.



Mesa Rogers

6. Los minerales pesados son secados y sometidos a una primera separación magnética manual, de tal manera de reducir esta fracción. Esta separación se realiza con un imán, el cual es envuelto en papel el cual se pasa a muy corta distancia de la muestra previamente extendida. Esta operación se repite cuantas veces sea necesario, dependiendo de la cantidad de fracción magnética, la cual se descarta.

7. El material recuperado se colocó en yodo-metileno ( $\text{CH}_2\text{I}_2$ ), con una densidad de  $3,32 \text{ g/cm}^3$  para poder obtener una fracción consistente en aproximadamente el 90% de los circones.



Proceso de separación mineral con líquidos pesados

8. Una vez obtenida la fracción de circones, esta es sometida a otra separación magnética. Por la propiedad de susceptibilidad magnética de los minerales, se utilizó un separador Frantz Isodinámico, con una inclinación lateral de 10° y pendiente frontal de 15° a 20°, para desechar minerales que son afectados con una corriente de 1,2 y 1,4 amperes. De esta manera, feldespatos, sulfuros y algunos apatitos son generalmente separados así como también aquellos circones con impurezas y pequeñas inclusiones. La fracción no magnética colectada fue procesada de nuevo, disminuyendo la inclinación frontal a 10° y la lateral de 10° a 7°, 4°, 1° y 0°, hasta obtener el máximo de circones libres de fracción magnética.



Separador magnético y envases contentivos de la fracción magnética y de circones.

Por último se seleccionan, a mano y bajo microscopio, unos 100 circones representativos, procurando que estén completos, no fracturados y con la menor cantidad de inclusiones.

#### **9.D-2.2. MÉTODO ANALÍTICO PARA GEOCRONOLOGÍA U-PB.**

Los cristales de circón se analizan utilizando un equipo **SENSITIVE HIGH RESOLUTION ION MICROPROBE (SHRIMP)**.

La sonda iónica ha evolucionado durante muchos años. No fue sino hasta mediados de los años 70 que esta fue vista como un instrumento potencial para el geólogo. La sonda utiliza un haz de iones centrados a una distancia catódica de la superficie de la muestra. Una pequeña fracción de material es removida e ionizada y luego pasa a ser acelerado en un espectrómetro de masas. El primer instrumento de alta resolución fue el Cameca IMS-3 y



funciona como un microscopio de iones, es decir, se puede obtener una imagen directa de la distribución espacial de los isótopos en el objetivo. Posteriormente se tiene el primer SHRIMP (SHRIMP I), que fue concebido por el Profesor William Compston de la Universidad Nacional de Australia, Canberra, como respuesta a la falta de una microsonda iónica disponible comercialmente, capaz de analizar isotópicamente a los materiales geológicos. La construcción del SHRIMP I comenzó en 1977 y en 1981 se realizó el primer análisis isotópico. SHRIMP I fue la primera microsonda iónica U-Pb capaz de realizar un análisis a microescala (aprox. 30 micrones). Los fundamentos para la de calibración del U-Pb fueron publicados por COMPSTON *et al.* (1984) y condujo al descubrimiento de los circones más antiguos de la tierra. A través del SHRIMP I se determinaron las distribuciones isotópicas de minerales (ELDRIDGE *et al.* 1987), y el análisis de minerales extraterrestres con grandes anomalías isotópicas (IRLANDA *et al.* 1985).

SHRIMP II fue el prototipo comercial que se completó en 1990. Se usa el mismo diseño óptico de iones como el SHRIMP II pero con una modificación de la geometría de extracción secundaria, que da un período de tres veces mayor en el rendimiento de iones secundarios extraídos.

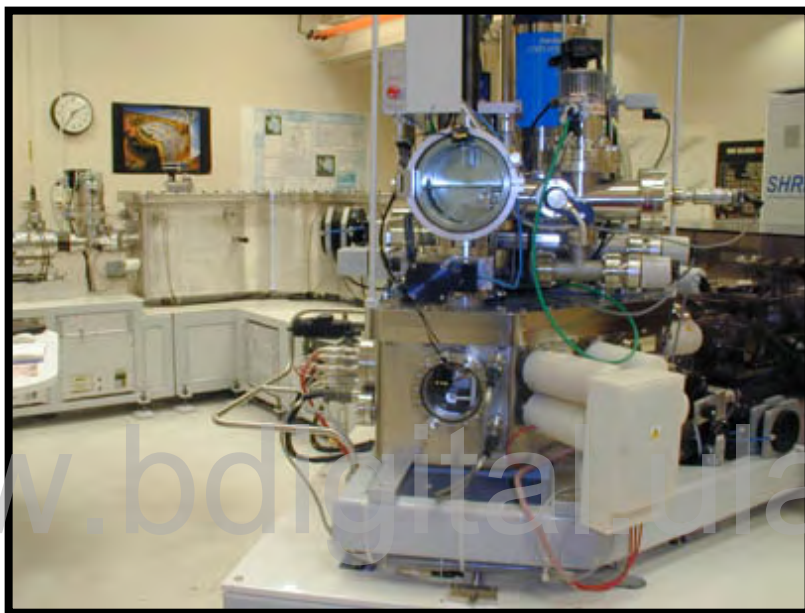
SHRIMP RG utiliza la misma cámara y fuente primaria de la SHRIMP II, pero es una geometría inversa de espectrometría de masa capaz de dar mayor resolución para una masa dada.

### **El equipo SHRIMP-RG**

El SHRIMP-RG (**R**everse **G**eometry) es un espectrómetro de masas de enfoque doble y consisten en un analizador electrostático (AE) y un sector magnético. El objetivo del AE es quitar la dispersión de la velocidad del rayo filtrado en la masa, produciendo en el imán una dispersión igual y opuesta a este. En otras palabras, el imán produce la dispersión momento y sólo queremos la dispersión de masas. El enfoque doble se refiere al reenfoque de los rayos de ion de una masa, sin dispersión de la trayectoria angular de la velocidad de los iones.

Cuando el AE precede el imán, esto se menciona como la geometría avanzada y si el imán esta antes del AE es la geometría inversa.

Hay ventajas y desventajas para ambas geometrías. En un espectrómetro de masa de geometría inversa, la separación de masas ocurre relativamente temprano en el camino del rayo y tan sólo una masa es pasada al colector. De ahí, la múltiple colección, no es una opción para el SHRIMP-RG. Sin embargo, como el analizador sólo transmite un rayo de ion, la sensibilidad aumenta y de esta manera, cualquier rayo intenso es rechazado fuera del colector.



Equipo SHRIMP-RG de la universidad de Stanford, USA.

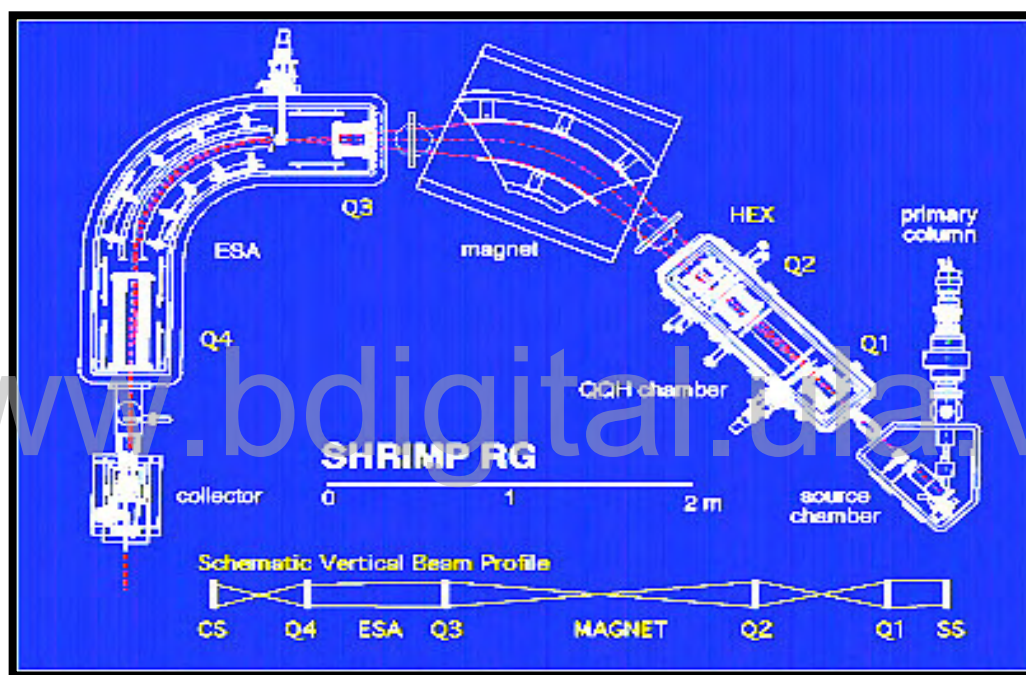
Quizás la ventaja más grande del SHRIMP-RG, es la dispersión del imán, que es la más grande permitida por la geometría inversa. SHRIMP-RG está basado en el diseño de MATSUDA (1990).

El atributo deseado para el espectrómetro de masas, es que debe tener una dispersión sin ampliar la imagen. Cualquiera de los espectrómetros de masas, podrían separar dos picos en 2 cm (la dispersión) pero ellos tendrán resoluciones muy diferentes de masas. Para el SHRIMP-RG, la dispersión es  $3 \times 10^6$  micras y la amplificación son 0,32.

El esquema del SHRIMP-RG muestra la misma columna primaria y la cámara de la fuente como el diseño del SHRIMP II, pero un analizador completamente diferente de masas. Para salir de la cámara (fuente), el rayo de ion secundario es extendido



horizontalmente por dos lentes ópticas (cuadripolar) (Q1, Q2) en la cámara QQH. La acción de los lentes es comprimir el rayo en la dirección vertical y divergir en el horizontal (como se puede observar en la parte inferior del esquema). Si sólo un lente fuera usado, el rayo divergiría y toda la transmisión de rayo se perdería; el par de lentes (cuadripolar) son usados de tal manera que es producido un cruce entre ellos y la divergencia es detenida por el segundo grupo de lentes. El rayo es pasado por el imán, que esta a  $46^\circ$  produciendo un espectro que puede ser escaneado por el AE. Después el rayo pasa a un cuarto lente, que simplemente actúa como proyector para ampliar la imagen producida en el colector.



Esquema del SHRIMP-RG (<http://shrimprg.stanford.edu/SHRIMPRG.htm>)

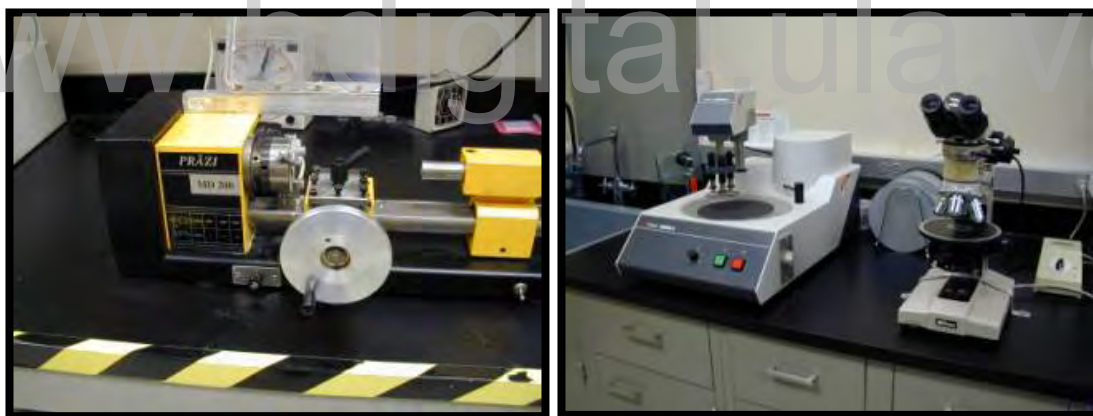
### **Preparación de la muestra para análisis con el equipo SHRIMP.**

La preparación de la muestra debe ser hecha con la supervisión del personal de la Universidad de Stanford (SUMAC). La mala preparación de la muestra ha causado muchos gastos y pérdidas de horas analíticas. Se recomienda que los usuarios vayan al laboratorio, al menos tres días antes del principio de trabajo analítico, para preparar las muestras. Si esto no es posible, y el personal de SUMAC debe hacer el montaje y de esta manera los

circones deberían ser enviados, al menos con dos semanas de anticipación de la visita del usuario.

La probeta consta de hasta seis filas de 1 cm de granos de circón de la muestra y estándar son colocados y presionados en cinta pegante de doble cara, cubriendo aproximadamente un área de 1,5 cm x 1.5 cm en el centro de un círculo de 25,4 mm. Los granos son colocados en un molde de teflón cilíndrico de 25,4 mm de diámetro y 1 – 1,5 cm de profundidad. Una mezcla de resina y endurecedor es vertida sobre ellos y es dejado de 12 a 24 horas. El montaje de la muestra es puesto en un horno (60 °C) durante aproximadamente 2 horas y luego enfriado. El molde es quitado. La pieza de epoxy es ajustada en un torno para formar un disco de aproximadamente 6 mm de espesor.

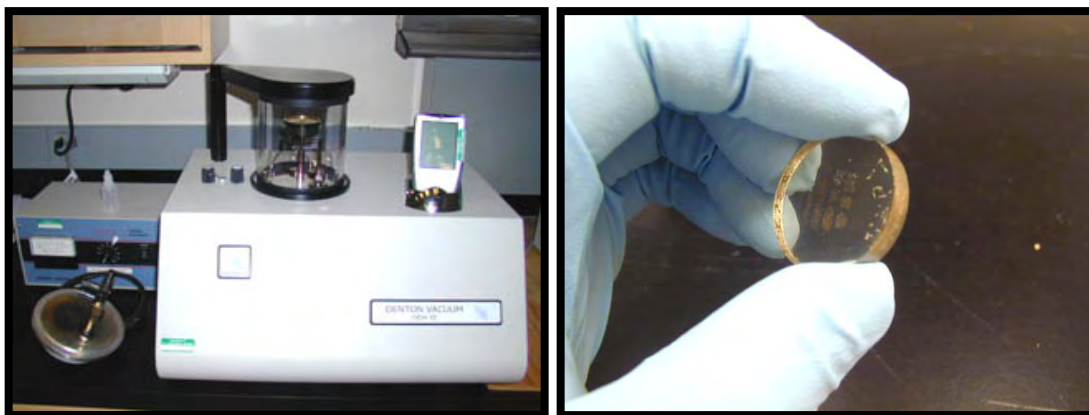
La cara del disco donde están los circones es rebajada hasta exponerlos. Esto se hace con papel de lija 1500 mojado/seco, seguido con pulitura de alúmina en polvo de 6  $\mu\text{m}$  y 1  $\mu\text{m}$  en forma sucesiva, esto con un pulidor LabPol5 rotatorio. De esta manera la muestra estará lista para el análisis isotópico.



Torno y pulidora LabPol5

Antes de la colocación del montaje en el instrumento, el disco es limpiado en una solución ácido etilendiaminotetraacético (EDTA) y enjuagado en agua des-ionizada y secado en un horno al vacío, durante aproximadamente media hora. Luego es cubierta por una capa de oro, de aproximadamente 10 nm.





Equipo para cubrir con oro y el disco ya cubierto de una fina capa de oro.

El disco no debería tener un diámetro más grande que 25,5 mm y no más pequeño que 24 mm de diámetro. El grosor no deberá ser mayor que 6,5 mm.

El disco, finalmente es colocado en la base en donde será analizado en el equipo SHRIMP-RG.



Base contentiva del disco con circones

### **Microscopio electrónico de barrido (SEM)**

Previo al análisis con la microsonda SHRIMP-RG, el disco contentivo con los circones es colocado en un microscopio electrónico de barrido (SEM), el JEOL JSM 5600, para la

obtención de las imágenes de cada circón, las cuales fueron almacenadas en un computador.

El equipo SEM utiliza un haz de electrones de alta energía en un patrón de barrido en trama. Los electrones interaccionan con los átomos que componen la muestra, así como también con la producción de señales que contienen información sobre la superficie de la topografía de la muestra, la composición y otras propiedades como la conductividad eléctrica. El SEM puede producir imágenes de muy alta resolución, revelando detalles de 1 a 5 nm de tamaño. Debido a la forma en que estas imágenes se crean, adquieren una gran profundidad de campo dando un carácter tridimensional útil para la comprensión de la estructura superficial de una muestra. Una amplia gama de ampliaciones es posible, desde x 25 hasta x 250000, alrededor de 250 veces el límite de aumento de los mejores microscopios de luz.

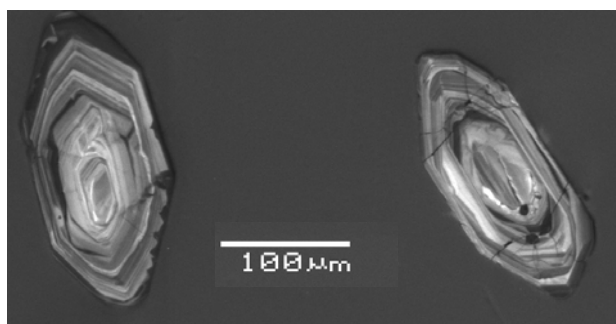
El SEM utiliza un filamento de tungsteno como la fuente de electrones. Hay una cámara digital para la toma de micrografías de la muestra que se pueden almacenar en el computador.



Resolución	3,5 nm
Sonda	$10^{-12}$ to $10^{-6}$ A
Voltage	0,5 to 30 kV (53 steps)
Aumento	mas de x 300,000
Área de la muestra	mas de 125 mm de diámetro

Microscópio electrónico de barrido y su especificación técnica

Un ejemplo es la siguiente micrografía.



Cirrones con estructura de zonación oscilatoria



### 9.D-2.3. Método geocronológico de U-Th-Pb

Este método se aplica en:

1. Análisis convencional U-Pb para minerales con alto contenido de U y/o Th, usando TIMS (Thermal Ionisation Mass Spectrometry) y diferentes fracciones de muestras (por ejemplo circón).
2. Análisis U-Pb con zircones sencillos, usando el Laser-Ablation Multi Collector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-MC-ICPMS) o el Sensitive High Resolution Ion Micro Probe (SHRIMP).
3. Datación de uranio (eventos cuaternarios).
4. Método de Pb común (para minerales sin uranio y torio)
5. Método de Pb  $\alpha$  (método radiométrico, hoy obsoleto)
6. Se usa también la isotopía de Pb para interpretaciones petrogenéticas

#### • Bases teóricas (U y Th)

Uranio y torio pertenecen a la familia de los actínidos y tienen propiedades físico-químicas similares (como consecuencia de sus configuraciones electrónicas similares).

En condiciones oxidantes, el uranio forma el ión Uranilo ( $\text{UO}^{2+}$ ) con el número de oxidación +6, el cual es perfectamente soluble en agua. Por estas razones, el uranio es un elemento bastante móvil en condiciones oxidantes ([www.geofisica.unam.mx/directorio/iframes/modulos/files/U-Th-Pb.ppt](http://www.geofisica.unam.mx/directorio/iframes/modulos/files/U-Th-Pb.ppt))

Símbolo químico	Th	U
Núcleo atómico	90	92
Número de oxidación	+4	+4
Radio iónico	1,10Å	1,05Å

Isótopo	Abundancia (%)	Vida media ( $T_{1/2}$ )	Constante de desintegración $\lambda$ ( $\text{a}^{-1}$ )	Tipo de desintegración
$^{238}\text{U}$	99,2745	$4,468 \times 10^9$	$1,55125 \times 10^{-10}$	$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8^4\text{He} + 6\beta^- + \text{Q}$
$^{235}\text{U}$	0,720	$0,7038 \times 10^9$	$9,8485 \times 10^{-10}$	$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7^4\text{He} + 4\beta^- + \text{Q}$
$^{234}\text{U}$	0,0055	$2,47 \times 10^5$	$2,806 \times 10^{-6}$	Pertenece a la serie $^{238}\text{U}$
$^{232}\text{Th}$	100	$14,010 \times 10^9$	$4,9475 \times 10^{-11}$	$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6^4\text{He} + 4\beta^- + \text{Q}$

$\beta^-$  es el tipo de desintegración del U a Pb

$\text{a}^{-1}$  es la unidad de la constante de desintegración

Uranio ( $Z = 90$ ) tiene 3 isótopos naturales ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{234}\text{U}$ ), los cuales todos son radiactivos. Torio ( $Z = 92$ ) solamente tiene un isótopo natural ( $^{232}\text{Th}$ ).

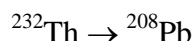
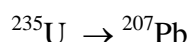
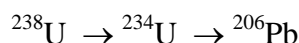
Pb es un metal pesado del grupo IV (grupo del carbón) de la tabla periódica. Como el uranio y el torio son elementos incompatibles con estados de oxidación  $2^+$  (más abundante) y  $4^+$ . El radio iónico es  $1,19 \text{ \AA}$  y  $1,29 \text{ \AA}$ . El Pb tiene 4 isótopos naturales con las siguientes abundancias (valores promedio):

Isótopo	Abundancia (%)
$^{208}\text{Pb}$	52,4
$^{207}\text{Pb}$	22,1
$^{206}\text{Pb}$	24,1
$^{204}\text{Pb}$	1,4

Los isótopos  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}$  constituyen los núcleos atómicos mas pesados y estables en la tabla de los núclidos, son radiogénicos y productos de tres diferentes series de desintegración ( $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ , respectivamente). El  $^{204}\text{Pb}$  es el único isótopo de Pb no radiogénico y es estable.

- Sistema Isotópico U-Th-Pb y ecuaciones para el cálculo de la edad (t)**

Pb es producido por tres sistemas de desintegración de U y Th



Ecuaciones de desintegración:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{238t} - 1) \quad \text{ecuación 1}$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})(e^{235t} - 1) \quad \text{ecuación 2}$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})(e^{232t} - 1) \quad \text{ecuación 3}$$

$$\lambda_{238} = 1.5125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_{232} = 0.4947 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

Ecuaciones de desintegración para los dos sistemas del U:



$$^{207}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U}(e^{235t-1}) \quad \text{ecuación 4}$$

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U}(e^{238t-1}) \quad \text{ecuación 5}$$

\* Plomo radiogénico.

Dividiendo ambos miembros:

$$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U}(e^{235t-1}) / ^{238}\text{U}(e^{238t-1}) \quad \text{ecuación 6}$$

Siendo que la proporción isotópica de U es una constante:

$$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = 1(e^{235t-1}) / 137,88(e^{238t-1}) \quad \text{ecuación 7}$$

La desintegración radiactiva de un átomo cualquiera viene expresado de acuerdo a la teoría de Rutherford y Soddy, descrita en FAURE (1986) de la siguiente manera: “La tasa de átomos que se desintegran radiactivamente es proporcional al número de átomos N en cualquier instante de tiempo t”.

El número de átomos radiactivos que se han desintegrado, se denota como D y puede ser calculado restando a la cantidad inicial de átomos N(o) al número de átomos N(t) presentes en el tiempo t, es decir:

$$D = N_o - N(t)$$

De lo anterior se obtiene:

$$D = N(\exp(\lambda_d t) - 1)$$

Despejando t de la ecuación anterior se tiene:

$$t = 1/\lambda_d * \ln(D/N + 1)$$

la cual es conocida en la literatura como “Ecuación fundamental de la edad”.

Para el cálculo directo de 3 edades independientes y de la edad  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , se procede de acuerdo a las ecuaciones 1, 2 y 3, que se refieren a las edades respecto al  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}$  respectivamente.

$$\begin{aligned}
 1 \quad t_{206} &= \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[ \frac{\left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} + 1 \right] \\
 2 \quad t_{207} &= \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left[ \frac{\left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} + 1 \right] \\
 3 \quad t_{208} &= \frac{1}{\lambda_{232}} \ln \left[ \frac{\left( \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left( \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i}{\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}} + 1 \right]
 \end{aligned}$$

De donde

$$\begin{aligned}
 \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} &= \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1) \\
 \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} &= \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1) \\
 \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} &= \left( \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{232}t} - 1)
 \end{aligned}$$

La información que resulte de este proceso se grafica en un diagrama Concordia, el cual es el lugar geométrico de todos los puntos para los que la edad determinada por  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  (ordenadas) es igual a la determinada por  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (abcisa) generando una curva en el diagrama, que es el lugar de todo el U-Pb concordante. Estos valores son representados por puntos distribuidos a lo largo de la curva y representan el sistema U-Pb para una roca dada.

Los valores menores de la relación  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  que coinciden sobre la curva del concordia con los mayores de la relación  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , definen el tiempo en que el circon cristaliza mientras que los valores mayores de la relación  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  que coinciden sobre la curva del concordia con los menores de la relación  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , definen el tiempo en que se eliminaron cantidades variables de plomo de los circones de la roca. Luego el promedio de estos valores es el que corresponde a la edad de cristalización del cuerpo granítico. Ejemplo de ello se puede observar en el siguiente gráfico:

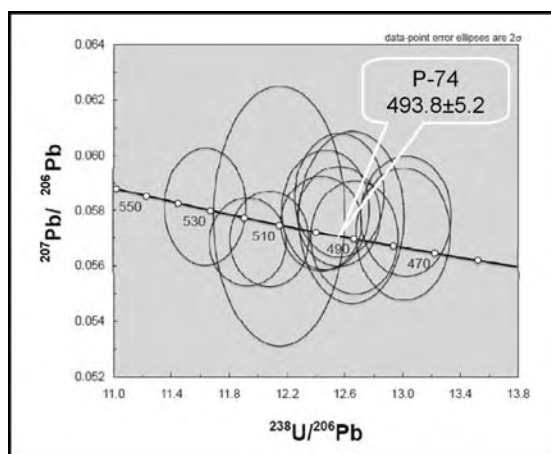


Diagrama Concordia para la muestra P-74 del Granito de Mogote.



### 9.D-3. HUELLAS DE FISIÓN

A fin de obtener mas información sobre la evolución del macizo de El Baúl, se realizaron una serie de actividades con la finalidad de analizar las huellas de fisión en cristales de apatito, en rocas granitoides y volcánicas para determinar la edad de la exhumación de estos cuerpos.

El estudio de las huellas de fisión en apatito permite reconstruir la historia termal del momento en que la roca pasó de  $t > 120^{\circ}\text{C}$  a  $t < 120^{\circ}\text{C}$ , ya que a  $120^{\circ}\text{C}$  se resetea el sistema. Cualquier huella anterior desaparece y permanecen las que se generan a partir de esa temperatura. De esta forma se puede estudiar la evolución de esta roca en la parte más superficial de la corteza y su interacción con los procesos erosivos, tectónicos y térmicos (GONZALEZ *et al.* 2006).

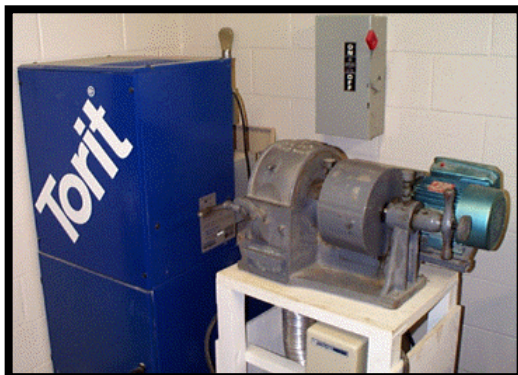
Las actividades fueron desarrolladas en el Laboratorio de Geodinámica de Cadenas Alpinas, de la Universidad Joseph Fourier en Grenoble, Francia. El objetivo principal, fue el entrenamiento en la preparación de muestras de rocas plutónicas y volcánicas.

El entrenamiento fue recibido por el Sr. Mauricio Bermúdez y bajo la responsabilidad del Dr. Peter Van Der Beek, durante los días comprendidos entre el 13 de octubre y el 5 de diciembre del 2008.

Las muestras de la siguiente tabla fueron procesadas como se indica a continuación:

Unidades	Muestras
Granito de Mogote	P-74
Granito de Mata Oscura	P-110
Sienita	P-151
Riolita de El Corcovado	P-297

- 1.- Las muestras de roca se trituraron y se pulverizaron.
- 2.- Una vez pulverizadas las muestras se tamizaron para retener la fracción entre 60 y 180.
- 3.- Cada muestra fue pasada por la mesa de Rogers. Este proceso separa y concentra los minerales pesados (específicamente los de gravedad  $28 \text{ gr/cm}^3$  a  $30 \text{ gr/cm}^3$ ) en tres fracciones. Luego se continuó el proceso de tal manera de concentrar al máximo la fracción más pesada.



Trituradora de roca y fracción obtenida entre 60 y 180.



Mesa de Rogers

4.- La fracción más pesada se procesa con un separador magnético isodinámico Magnet-lift MLH (13). Mediante este es posible obtener grandes cantidades de minerales pesados en muy poco tiempo en comparación con otros separadores, lo cual optimiza el proceso de concentración de minerales. La muestra es colocada en un depósito con carril vibratorio encima de una rueda que gira con un campo magnético calibrado para la separación del apatito. Al momento de realizar la separación, la muestra deberá pasar por el carril vibratorio, el cual tiene una apertura graduable para controlar la cantidad de muestra que pasará, para luego ser esta seleccionada y separada por la rueda. El apatito es atraído por el campo magnético de la rueda y separado del resto de la muestra, que por gravedad cae en



otro depósito. La condición ideal del equipo en la separación de minerales magnéticos, es una abertura del carril vibratorio de  $35^\circ$  y 20 rpm de velocidad de la rueda.

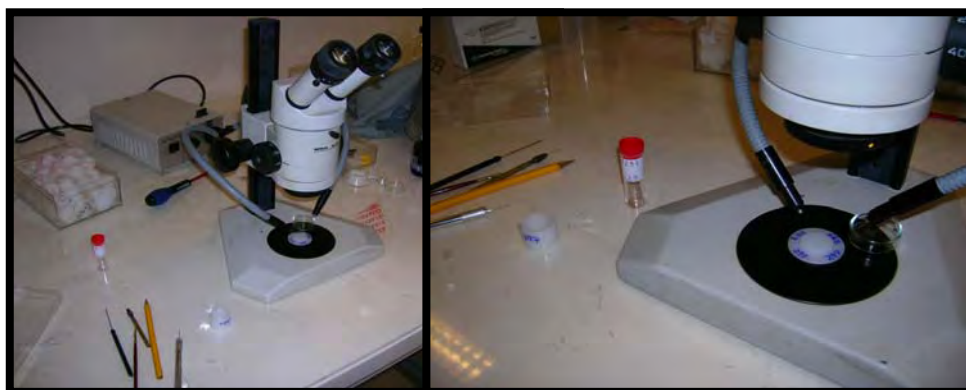
5.- Luego se procedió a la separación con tetra-bromo-etano ( $\text{Br}_2\text{CHCHBr}_2$ ) de los minerales pesados de la fracción ligera. Este proceso produjo una concentración de minerales pesados con densidad mayor de  $2,95 \text{ gr/cm}^3$ . El producto se lava en acetona y se seca.

6.- Este producto se somete de nuevo a separación en líquidos pesados, pero esta vez usando yodo-metileno ( $\text{CH}_2\text{I}_2$ ), de densidad 3,3 de manera de concentrar los apatitos en la fracción ligera.



Separador magnético e instrumentos de separación por líquidos.

7.- Esta fracción se somete a la selección manual de los apatitos, usando un microscopio binocular. Los apatitos se colocaron en una base circular de plástico con pegamento, usando una pinza o aguja. Se colocaron 10 filas paralelas de hasta 10 cristales en cada fila.

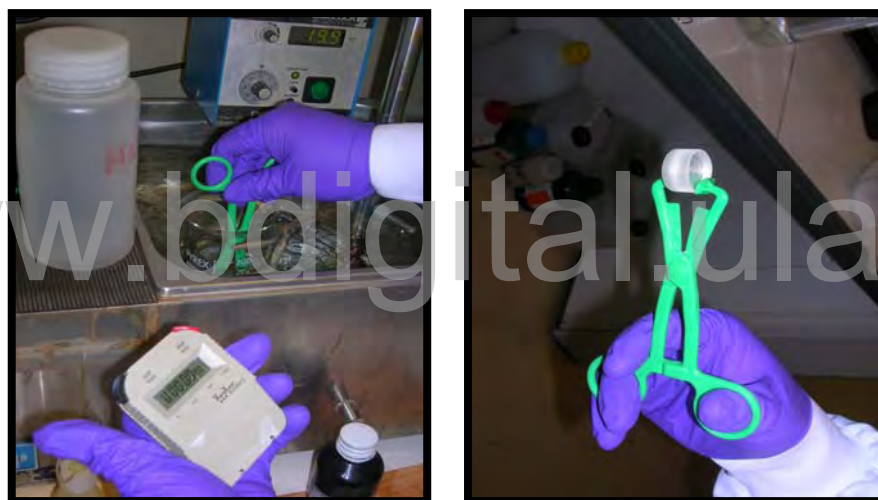


Selección manual de apatito y colocación en base circular.

8.- Posteriormente se vierte una mezcla de resina y endurecedor epoxico, dentro del contenedor de plástico con los apatitos y se deja la preparación, al menos por 24 horas, dentro de un horno, a temperatura menor de 60°C.

9.- Los cristales de apatito en las pastillas de epoxy se pulen usando papel abrasivo de 600. Luego se continúa con polvo de óxido de aluminio de 3, 1 y 0,5  $\mu$ . La preparación debe quedar cuidadosamente sin rayas y las caras de los apatitos expuestas.

10.- Cada pastilla contentiva de apatitos es sumergida en HNO<sub>3</sub> (65%) por 20 segundos a 21° C para que las huellas de fisión espontáneas aparezcan. Sólo presentaron huellas de fisión las muestras P-74 (Granito de Mogote) y P-110 (Granito de Mata oscura), mientras que en las muestras P-151 (Sienita) y P-297 (Riolita de El Corcovado) no se obtuvieron huellas en los apatitos.



Pastilla con apatitos y proceso de obtención de huellas de fisión espontáneas.

11.- Las pastillas contentivas de los apatitos fueron almacenadas para ser próximamente irradiadas. Este proceso producirá huellas de fisión inducidas las cuales se contarán respecto a las espontáneas, de tal manera de determinar la edad de exhumación de las diferentes muestras de roca. Mas detalles para el procedimiento de datación de apatito por el método de huellas de fisión se puede ver en BERMUDEZ *et al.* (2005).

12.- Se realizó una práctica de conteo y datación de huellas de fisión con 2 muestras del trabajo del profesor Mauricio Bermúdez. Dicho conteo corroboró las edades de exhumación calculadas por él.



13.- Finalmente la edad se debe calcular a partir del número de trazas espontáneas, sumadas a las que resulten del proceso de inducción. Las densidades de las huellas espontáneas e inducidas ( $\rho_s$  y  $\rho_i$ ) se obtienen utilizando las siguientes expresiones:  $\rho_s = N_{sj}/A_{sj}$ ;  $\rho_i = N_{ij}/A_{ij}$ , donde  $N_{sj}$  y  $N_{ij}$  denotan la cantidad de huellas espontáneas e inducidas y  $A_{sj}$ ,  $A_{ij}$  denotan el área del cristal donde se realizó el conteo de las huellas. Para realizar tal conteo existen métodos reportados en la literatura (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

Los resultados para las muestras de El Baúl se obtendrán a finales del 2009.

www.bdigital.ula.ve

**Tabla 9.E-1. Elementos mayoritarios (reportados en % en peso del óxido correspondiente), minoritarios y trazas (reportados en ppm) para los granitoides del macizo El Baúl.**

	Granito de Mata Oscura							Granito de Piñero							Granito de Mogote		
Muestras	P-2	P-17	P-44	P-45	P-58	P-110	P-111	P-167	P-197	P-215	P-206	P-142	P-143	P-233	P-68	P-72	P-74
SiO <sub>2</sub>	75,32	74,21	67,46	68,22	65,59	74,27	74,35	73,63	73,85	75,46	72,18	74,73	73,85	76,6	67,66	69,51	71,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,44	12,74	14,7	14,48	15,33	12,99	12,78	12,95	12,59	12,33	13,91	11,26	11,31	12,59	15,04	15,12	13,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1,55	1,97	3,93	3,46	4,97	1,56	1,59	2,03	1,96	1,68	1,91	3,47	3,58	1,52	4,99	3,67	3,94
MnO	0,016	0,024	0,089	0,077	0,082	0,024	0,023	0,02	0,011	0,018	0,015	0,031	0,033	0,018	0,088	0,076	0,067
MgO	0,1	0,12	0,39	0,33	0,97	0,11	0,11	0,09	0,09	0,08	0,11	0,07	0,08	0,1	1,31	1,02	1,1
CaO	0,46	0,52	1,28	1,13	2,25	0,62	0,6	0,19	0,23	0,19	0,24	0,05	0,05	0,13	1,2	1,43	1,28
Na <sub>2</sub> O	3,72	3,49	4,22	4,39	4,44	3,84	3,77	3,9	3,72	3,32	3,83	2,65	2,55	2,89	2,83	3,28	2,65
K <sub>2</sub> O	5,17	5,35	5,68	5,73	5,1	5,31	5,31	5,53	5,29	5,35	5,89	5,26	5,49	5,54	4,41	3,88	4,5
TiO <sub>2</sub>	0,159	0,165	0,451	0,377	0,967	0,158	0,162	0,212	0,188	0,157	0,23	0,18	0,185	0,163	0,671	0,532	0,627
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,13	0,1	0,27	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,2	0,2	0,19
PAR	0,83	1,13	0,63	0,87	0,63	0,88	0,85	0,8	0,82	0,87	1,04	1,4	1,2	1,12	0,84	2,2	0,72
Total	99,81	99,76	98,96	99,14	100,6	99,81	99,6	99,4	98,79	99,51	99,38	99,14	98,35	100,7	99,23	100,9	100,7
Ba	104	111	133	150	111	112	113	85	62	80	126	44	42	65	191	180	311
Sr	38	43	62	59	58	40	41	43	25	38	52	9	10	37	58	63	76
Y	73	83	87	73	59	77	74	45	57	52	45	104	98	53	83	72	57
Sc	2	4	7	6	7	2	2	2	2	2	2	2	1	2	24	12	11
Zr	208	228	637	519	264	198	216	258	301	197	317	354	321	197	262	240	232
Be	6	6	10	10	5	11	10	15	15	18	11	1	2	16	3	4	3
V	8	--	12	14	49	5	5	--	5	--	5	--	--	--	45	41	56
Cr	--	--	--	--	--	>20	--	--	--	--	--	--	--	>20	--	--	30
Co	18,9	69,3	21,6	12,6	61,2	46	36,9	24,3	19,8	46,8	19,8	13,5	18	61	221	207	82
As	--	--	--	--	--	2,4	--	--	--	--	--	2,3	--	--	--	--	--
Zn	--	--	--	--	--	130	--	--	--	--	--	--	--	110	--	--	80
Ga	--	--	--	--	--	34	--	--	--	--	--	--	--	29	--	--	23
Ge	--	--	--	--	--	2	--	--	--	--	--	--	--	2	--	--	2
Rb	333	297	324	279	271	399	351	450	432	558	468	594	522	533	340	279	267
Nb	--	--	--	--	--	133	--	--	--	--	--	--	--	78	--	--	20
Mo	--	15,3	16,2	7,2	5,4	15	--	--	--	18,9	--	64,8	63,9	15	48,45	4,5	16

Elementos analizados y cuyos resultados (en ppm) en todas las muestras están por debajo del límite de detección: As<5, Au < 2, Br<0,5, Cu<10, In<0,2, Ni<20, Sb<0,5, Se<3.



**Tabla 9.E-1 (continuación)**

Muestras	Granito de Mata Oscura							Granito de Piñero							Granito de Mogote		
	P-2	P-17	P-44	P-45	P-58	P-110	P-111	P-167	P-197	P-215	P-206	P-142	P-143	P-233	P-68	P-72	P-74
Ag	--	--	--	--	--	0,7	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Sn	--	--	--	--	--	6	--	--	--	--	--	--	--	25	--	--	4
Sb	--	--	--	--	--	--	--	0,45	--	0,45	0,45	--	--	--	--	--	--
Cs	4,5	5,4	9	10,8	3,6	9,8	6,3	4,5	3,6	6,3	4,5	1,8	4,5	7,6	20,4	16,2	17,7
La	90	75,6	234	180	64,8	69,9	68,4	73,8	90	108	82,8	140	126	55,1	37,4	36	36,1
Ce	171	153	414	333	126	138	135	135	135	162	126	212	225	113	85	81,9	82,6
Pr	--	--	--	--	--	15,3	--	--	--	--	--	--	--	9,8	--	--	10,5
Nd	45,9	35,1	117	88,2	29,7	49,4	27	28,8	31,5	25,2	21,6	234	65,7	28,3	--	28,8	39,9
Sm	10,8	10,8	22,5	20,7	9,9	9,2	8,55	5,76	6,57	6,21	7,02	49,5	15,3	4,8	9,35	8,28	8,2
Eu	0,54	0,63	--	0,9	1,53	0,39	--	--	0,9	0,54	0,45	--	--	0,18	--	0,72	0,92
Gd	--	--	--	--	--	8,5	--	--	--	--	--	--	--	4,2	--	--	7,8
Tb	2,43	3,51	3,42	2,97	2,16	1,8	2,34	--	--	--	--	6,48	3,96	1,1	16,15	2,25	1,6
Dy	--	--	--	--	--	11,9	--	--	--	--	--	--	--	7,4	--	--	9,7
Ho	--	--	--	--	--	2,5	--	--	--	--	--	--	--	1,6	--	--	1,9
Er	--	--	--	--	--	7,8	--	--	--	--	--	--	--	5,5	--	--	5,8
Tm	--	--	--	--	--	1,28	--	--	--	--	--	--	--	0,95	--	--	0,87
Yb	7,29	7,38	6,93	7,02	5,4	8,1	7,29	4,6	5,31	6,5	5,49	13,41	12,7	6,5	7,4	6,39	5,2
Lu	1,27	1,05	1,29	1,26	0,84	1,17	1,23	0,78	1,06	0,96	1,04	2,33	2,12	0,96	1	1,03	0,76
Hf	9,9	9,9	14,4	15,3	10,8	8,8	9	10,8	9,9	9,9	9	17	16	8	--	9	7,1
Ta	5,67	8,46	5,85	6,3	6,93	6,7	9,9	8,1	6,03	14,4	7,2	18,9	20,7	17,2	8,4	5,13	7,4
W	--	--	--	--	--	557	--	--	--	--	--	--	--	510	--	--	851
Tl	--	--	--	--	--	2	--	--	--	--	--	--	--	3	--	--	2
Pb	--	--	--	--	--	25	--	--	--	--	--	--	--	22	--	--	23
Bi	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,5	--	--	--
Th	94,08	98	72,52	66,64	54,88	74,3	94,08	127,4	147	127,4	127,4	137,2	137,2	97,1	34	30,38	21
U	17,6	30,8	14,3	14,3	14,57	16,2	20,9	33	39,6	28,6	36,3	31,9	31,9	21,7	--	7,81	5,7

**Tabla 9.E-2. Elementos mayoritarios, minoritarios y traza para la sienita, diques máficos y rocas volcánicas félsicas del macizo El Baúl. En las muestras de rocas volcánicas la P-297 y P-301 corresponden a Riolita de El Corcovado (RC) y Riolita de La Segoviera (RS) respectivamente**

	Sienita					Diques máficos						RC	RS
<b>Muestra</b>	P-149	P-150	P-151	P-265	P-148	P-49	P-57	P-60	P-90	P-204	P-205	P-297	P-301
SiO <sub>2</sub>	64,25	63,64	62,32	61,57	64,35	49,5	47,18	62,44	48,18	54,9	45,74	73,48	78,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,81	15,04	16,63	16,48	15,11	13,02	15,77	15,28	16,27	16,32	18,58	14,22	11,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	6,83	7,29	6,44	6,29	6,94	12,32	12,48	5,89	11,78	8,16	10,86	2,7	1,1
MnO	0,166	0,326	0,494	0,491	0,19	0,171	0,182	0,104	0,205	0,147	0,161	--	--
MgO	0,1	0,11	0,09	0,09	0,08	5,09	5,59	1,18	3,94	3,31	5,87	0,79	0,52
CaO	0,17	0,04	0,05	0,05	0,13	8,37	7,29	2,87	7,88	6,59	10,51	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	5,18	5,09	4,9	4,82	5,17	3,16	3,45	4,45	4,33	3,93	2,44	0,02	0,05
K <sub>2</sub> O	5,47	5,47	5,69	5,63	5,36	2,08	1,92	4,31	1,56	3,13	1,66	5,15	3,22
TiO <sub>2</sub>	0,605	0,552	0,567	0,527	0,586	4,536	2,991	1,177	2,92	2,092	2,669	0,209	0,223
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,11	0,04	0,03	0,17	0,47	0,59	0,46	1,03	0,39	0,4	0,07	0,04
LOI	1,53	1,87	1,41	2,73	2,09	1,14	1,59	0,79	2,36	1,49	2,12	2,91	3,14
Total	99,25	99,54	98,63	98,72	100,2	99,84	99,04	98,94	100,5	100,5	101	99,57	98,37
Ba	44	33	170	166	70	381	485	495	375	341	364	37	61
Sr	8	6	10	10	20	551	334	345	528	480	415	4	5
Y	112	155	76	75	141	37	30	62	36	38	21	182	141
Sc	4	4	2	2	4	30	18	8	20	17	22	1	1
Zr	1291	1269	802	796	1024	205	269	221	195	263	124	1478	1500
Be	11	12	10	10	15	3	3	5	2	7	2	6	7
V	--	--	--	--	--	357	224	68	206	177	260	--	25
Cr	--	--	--	--	--	--	48,6	--	55,8	53,1	135	--	--
Co	14,4	30,6	29,75	9	9,9	53,1	46,8	54	36,9	33,3	49,5	22	57
As	--	5,2	--	--	--	--	--	--	--	7,3	5,7	8,4	--
Rb	216	351	323	225	234	75,6	52,2	135	64,8	198	126	513	315
Mo	--	--	--	--	13,5	4,5	--	10,8	8,1	--	--	--	--
Sb	--	--	--	--	0,63	--	--	--	--	0,72	0,81	--	--
Cs	--	--	--	3,6	--	--	3,6	3,6	2,7	11,7	15,3	3	2
La	171	199	197	80,1	153	36	45	66,6	46,8	50,4	56,1	33,3	68,4
Ce	297	360	459	207	396	78,3	90	135	99	99	128	99	162



**Tabla 9.E-2 (continuación).**

	Sienita					Diques máficos						Rc	Rs
<b>Muestra</b>	P-149	P-150	P-151	P-265	P-148	P-49	P-57	P-60	P-90	P-204	P-205	P-297	P-301
Nd	84,6	315	289	56,7	76,5	25,2	28,8	39,6	29,6	29,7	29,8	29	59
Sm	18,9	58,5	45,05	12,6	18,9	3,29	8,01	11,7	9,9	7,29	5,31	11,7	18
Eu	1,26	2,52	2,805	1,35	1,35	1,8	2,52	1,98	2,23	1,71	1,71	--	0,9
Tb	2,97	7,11	6,885	2,07	3,69	1,35	--	--	1,17	1,17	1,53	4,4	4,5
Yb	11,7	15,3	15,3	7,11	12,6	2,34	2,34	2,36	2,34	3,06	1,62	15,2	11,7
Lu	2	2,7	2,8	1,3	2,3	0,4	0,4	0,32	0,5	0,5	0,27	2,62	1,97
Hf	36	38,7	38,25	17,1	38,7	4,5	5,4	6,2	4,5	7,2	4,5	36	37
Ta	15,3	18	18,7	9	15,3	3,51	2,97	4,64	3,24	4,32	3,96	16,2	15,3
Th	59,78	80,36	62,1	48,02	83,3	13,72	10,78	53,9	12,1	34,3	44	77,4	63,7
U	15,4	16,5	22,05	12,1	18,7	3,08	3,85	10,12	--	7,15	--	17,6	19,8

**Tabla 9.E-3. Límite inferior de determinación de los componentes mayoritarios y elementos traza.**  
El método de análisis fue el FUS-ICP

Componente mayoritario (%)	Límite inferior de determinación	Elementos trazas (ppm)	Límite inferior de determinación
SiO <sub>2</sub>	0,01	Ba	2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	Sr	2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	0,01	Y	1
MnO	0,001	Sc	1
MgO	0,01	Zr	2
CaO	0,01	Be	1
Na <sub>2</sub> O	0,01	V	5
K <sub>2</sub> O	0,01	Sc	1
TiO <sub>2</sub>	0,001	Be	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	V	5
LOI	0,01	Cr	20
Total	0,01	Co	1
<b>Elementos de tierras raras (ppm)</b>		Ni	20
La	0,1	Cu	10
Ce	0,1	Zn	30
Pr	0,05	Ga	1
Nd	0,1	Ge	1
Sm	0,1	As	5
Eu	0,05	Rb	2
Gd	0,1	Sr	2
Tb	0,1	Y	2
Dy	0,1	Zr	4
Ho	0,1	Nb	1
Er	0,1	Mo	2
Yb	0,1	Ag	0,5
Lu	0,04	In	0,2
		Sn	1
		Sb	0,5
		Cs	0,5
		Ba	3
		Hf	0,2
		Ta	0,1
		W	1
		Tl	0,1
		Pb	5
		Bi	0,4
		Th	0,1
		U	0,1

**Tabla 9.E-4. Resumen de los diagramas usados en la clasificación geoquímica.**

Tipo de elementos	Diagramas	GM	GO	GP	S	Rs y Rc	Dr y Db
A/NK contra A/CNK	ASI	x	x	x	x		x
F = FeO; A = Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O; M = MgO	AFM	x	x	x	x		x
Óxidos contra SiO <sub>2</sub>	Harker	x	x	x	x		x
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O contra SiO <sub>2</sub>	TAS	x	x	x	x		x
FeO/(FeO+MgO) contra SiO <sub>2</sub>	“Ferro”	x	x	x	x		x
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O+CaO contra SiO <sub>2</sub>	Índice modificado	x	x	x	x		x
REE-PM	“spider”	x	x	x	x	x	x
REE-CN	“spider”	x	x	x	x	x	x
Zn-Zr-Al y Zn-Zr-Y	Discriminación de ambientes tectónicos	x	x	x			
Rb contra Y+Nb		x	x	x			
Nb contra Y		x	x	x			
R2 contra R1		x	x	x	x		x
Rb-Hf-Ta		x	x	x	x		x
(FeO/FeO+MgO contra SiO <sub>2</sub> )		x	x	x			
La/Yb contra Th/Yb.		x					
(Zr/Y contra Zr, en ppm),							x
Rb-Ba-Sr							
Th/Yb contra Ta/Yb						x	



**Tabla 9.E-5. Resultados de la norma CIPW en las rocas del macizo de El Baúl.**

minerales normativos	Granito de Mata Oscura							Granito de Piñero							Granito de Mogote		
	P-2	P-17	P-44	P-45	P-58	P-110	P-111	P-167	P-197	P-215	P-206	P-142	P-143	P-233	P-68	P-72	P-74
Cuarzo	11,23	32,6	18,86	18,9	15,5	30,45	31	29,73	31,9	35,6	27,1	40,18	39,2	38,4	31,	32,8	36,1
Circón	0	0,02	0,078	0,06	0,035	0,025	0,02	0,025	0,03	0,025	0,03	0,15	0,12	0,02	0,0	0	0,02
Anortita	17,67	2,31	4,33	2,81	6,7	2,43	2,1	0,57	0,86	0,60	0,87	0,05	0,05	0,3	4,7	5,8	5,12
Diópsido	3,58	0	0	0,77	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Titanita	0	0	0,63	0,54	1,50	0,17	0,25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hipersteno	0,55	0,24	0,83	0,34	2,04	0,22	0,21	0,18	0,18	0,16	0,22	0,14	0,1	0,20	2,8	2,17	2,3
Albita	30,32	30,2	37,10	38,53	38,9	33,05	32,55	33,7	32,4	28,7	33,2	23,4	22,6	24,8	25,6	29,2	23,3
Ortoclasa	23	33,1	35,73	35,9	31,9	32,7	32,7	34,2	32,9	33,1	36,5	33,2	34,8	34,0	28,	24	28,2
Apatito	1,03	0,07	0,25	0,19	0,53	0,07	0,076	0,11	0,07	0,09	0,09	0,05	0,05	0,07	0,3	0,37	0,37
Ilmenita	0,91	0,023	0,10	0,096	0,09	0,02	0,023	0,02	0,01	0,02	0,02	0,036	0,03	0,023	0,1	0,0	0,08
Corindón	0	0,22	0	0	0	0	0	0,22	0,28	0,56	0,61	0,81	0,80	1,13	2,7	2,3	1,93
Rutilo	0	0,09	0,012	0	0,05	0,026	0	0,11	0,11	0,08	0,13	0,09	0,09	0,08	0,37	0,2	0,35
Magnetita	1,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hematita	0,78	1	2,040	1,78	2,56	0,79	0,80	1,03	1,007	0,85	0,97	1,8	1,87	0,77	2,6	1,9	2,04

**Tabla 9.E-5. (continuación)**

minerales normativos	Sienita					Diques máficos					
	P-149	P-150	P-151	P-265	P-148	P-49	P-57	P-60	P-78	P-204	P-205
Cuarzo	13,4	13,38	12,5	12,5	14,02	4,47	0,038	14,6	0	5,14	0,019
Circón	0,20	0,21	0,097	0,09	0,23	0,02	0	0,053	0,02	0,03	0
K <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	24,2	0	0	0	37,8
Anortita	0	0	0,022	0,022	0	16,76	0	9,1	22,1	18,4	0
Acmita	0	0	0	0	0	0	0,77	0	0	0	4,60
Diópsido	0	0	0	0	0	6,16	5,96	0	2,2	4,22	5,24
Titanita	0	0	0	0	0	9,27	11,7	1,35	5,6	3,8	5,6
Hipersteno	0,21	0,23	0,19	0,19	0,16	9,16	34	2,5	7,0	5,4	23,6
Albita	46,44	45,8	44,4	44,2	46,26	31	13,5	40,1	41,9	36,5	11,5
Ortoclasa	35	35,2	36,8	36,9	34,25	14,6	0	27,7	10,8	20,8	0
Wollastonita	0	0	0	0	0	0	0,81	0	0	0	4,13
Olivino	0	0	0	0	0	0	0	0	0,75	0	0
Kalsilita	0	0	0	0	0	0	1,31	0	0	0	0,85
Apatito	0,27	0,21	0,07	0,07	0,33	1	0	0,93	2,24	0,80	0
Cromita	0	0	0	0	0	0	0,25	0	0	0	0,21
Ilmenita	0,20	0,40	0,62	0,6	0,23	0,2	0	0,13	0,2	0,19	0
Corindón	0,25	0,52	1,7	1,7	0,56	0	0	0	0	0	0
Rutilo	0,27	0,12	0	0	0,24	0	0	0,24	0	0	0
Magnetita	0	0	0	0,03	0	0	7,26	0	0	0	6,20
Hematita	3,61	3,8	3,44	3,38	3,66	0	0	3,1	6,74	4,48	0

APÉNDICE 9.F. Mapas (CD)

[www.bdigital.ula.ve](http://www.bdigital.ula.ve)



