
Caracterización mineralógica, geoquímica y petrogénicas de las
pegmatitas graníticas de Giraúl, Namibe Angola

Antonio Olimpio Gonçalves

Tesis Doctoral
Universidad de Zaragoza

<http://zaguan.unizar.es>

TDR-UZ [Tesis Doctorales en Red Universidad de Zaragoza]



Biblioteca
Universitaria

Universidad Zaragoza

ÍNDICE

Dedicatoria.	
Agradecimientos.	
Resumen en Castellano	1
Abstract	3
1. CAPÍTULO DE INTRODUCCIÓN	5
1.1. Antecedentes sobre las pegmatitas en Angola	5
1.2. ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DE LAS PEGMATITAS	7
1.2.1. Introducción.....	7
1.2.2. Conceptos generales sobre las pegmatitas graníticas	7
1.2.3. Interés económico de las pegmatitas graníticas.....	8
1.2.4. Reseña histórica sobre la evolución de las investigaciones sobre pegmatitas graníticas	9
1.2.5. Clasificación de las pegmatitas graníticas	11
1.2.6. MORFOLOGÍA Y ESTRUCTURA INTERNA DE PEGMATITAS DE ELEMENTOS RAROS	13
1.2.6.1 Pegmatitas homogéneas.....	13
1.2.6.2. Pegmatitas zonadas	13
1.2.7. ASOCIACIONES MINERALES DE LAS PEGMATITAS GRANÍTICAS	15
1.2.7.1. Pegmatitas abisales	15
1.2.7.2. Pegmatitas de moscovita.....	16
1.2.7.3. PEGMATITAS ABISALES DE LA CLASE DE ELEMENTOS RAROS	16
1.2.7.3.1. Pegmatitas de tipo tierras raras, tipo allanita y monacita.....	16
1.2.7.3.2. Pegmatitas de tierras tipo gadolinita.....	19
1.2.7.3.3. Pegmatita de elementos raros tipo berilo.....	18
1.2.7.3.4. Pegmatitas de elementos raros complejas tipo espodumena	19
1.2.7.3.5. Pegmatitas de elementos raros complejas de petalita	20
1.2.7.3.6. Pegmatitas de elementos raros de lepidolita	21
1.2.7.3.7. Pegmatitas de elementos raros de elbaíta	21
1.2.7.3.8. Pegmatitas de elementos raros de ambligonita	22
1.2.7.3.9. Pegmatitas de elementos raros de tipo-espodumena	23
1.2.7.3.10. Pegmatitas de elementos raros de tipo albita.....	23
1.2.7.4. PEGMATITAS MIAROLÍTICAS	24
1.3. OBJETIVOS	25
1.4. METODOLOGÍA	27
1.4.1. CARTOGRAFÍA Y MUESTREO.....	27
1.4.2. MÉTODOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA MINERALOGÍA	27

1.4.2.1. Microscopía óptica de luz transmitida y reflejada.....	27
1.4.2.2. Microscopía electrónica de barrido	27
1.4.2.3. Difractometría de rayos X	28
1.4.2.4. Microsonda electrónica.....	28
1.4.3. ANALISIS QUÍMICOS DE ROCA TOTAL.....	33
1.4.4.1. Fluorescencia de rayos X.....	33
1.4.4.2. ICP-MS	33
1.4.5. INCLUSIONES FLUIDAS	33
1.4.5.1. Metodología y muestreo	33
1.4.5.1. Microsonda Raman	34
1.4.6. ISÓTOPOS	34
1.4.6.1. Sm-Nd.....	34
1.4.6.2. U-Pb.....	34
CAPÍTULO II.....	35
2. 1.SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	35
2. 2.INTRODUCCIÓN A. LA GEOLOGÍA DE AFRICA.....	39
2.2.1. INTRODUCCIÓN.....	39
2.2.2. GEOLOGÍA DE LOS NÚCLEOS CRATÓNICOS ARCAICOS (ARCONES).....	41
2.2.3. DESARROLLO DE BASAMENTO DEL PALEOPROTEROZOICO.....	42
2.2.4. DESARROLLO DE BASAMENTO DEL MESOPROTEROZOICO	43
2.2.5 DESARROLLO DE BASAMENTO DE NEOPROTEROZOICO.....	43
2.2.6. DESARROLLO FANEROZOICO.....	45
2.3. PANORAMA GENERAL DE LA GEOLOGÍA DE ANGOLA.....	53
2.3.1 INTRODUCCIÓN.....	53
2.3.2 CICLOS DEL MESOARCAICO	54
2.3.2.1. Series del Mesoarcaico	54
2.3.2.2. Actividad tectonomagmática del Mesoarcaico.....	55
2.3.3. CICLO LIMPOPO-LIBERIANO (2700±200 Ma)	56
2.3.3.2. Actividad tectonomagmática del Neoarcaico	57
2.3.4. EL CICLO EBURNEANO.....	57
2.3.3.3. Intrusivos del Proterozoico inferior.....	58
2.3.2.3. EL CICLO KIBARIANO-GRENVILLIANO.....	60
2.3.5. EL CICLO PANAFRICANO	63
2.4. SITUACIÓN GEOLÓGICA	75
CAPÍTULO III.....	79
3.1. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	79
3.1.1 La serie Precámbrica.....	79
3.1.2. La deformación y el metamorfismo Precámbricos.....	84
3.1.3. Rocas intrusivas del Precámbrico.....	96
3.1.4. La serie del Fanerozoico.....	117
3.1.4.5. Fracturación Fanerozoica.....	120
3.1.4.6. Intrusivos del Mesozoico.....	121
3. 2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS	123
3.2.1. Metodología e instrumental.....	123
3.3. GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS.....	137
3.3.1. Introducción.....	137
3.3.2. Método de trabajo	139

3.3.3. Resultados.....	140
3.3.4. Discusión y conclusiones.....	144
CAPÍTULO IV.....	145
4.1. ESTRUCTURA DEL CAMPO PEGMATÍTICO.....	145
4.1.1. Introducción.....	145
4.1.2. Tipología de las pegmatitas del campo.....	145
4.1.3. Distribución de los diferentes tipos de pegmatitas en el campo de Giraúl.....	147
CAPÍTULO V.....	149
5.1. PEGMATITAS DE TIPO I.....	149
5.1.1. Caracteres generales.....	149
5.1.2. Estructura interna y mineralogía.....	151
5.1.3. Secuencia de cristalización.....	161
5.2. PEGMATITAS DE TIPO I: GEOQUÍMICA MINERAL.....	163
5.2.1. FELDESPATO POTÁSICO.....	163
5.2.1.1. Elementos mayores.....	163
5.2.1.2. Elementos trazas.....	164
5.2.2. MOSCOVITA.....	166
5.2.2.1. Elementos mayores.....	166
5.2.2.2. Elementos trazas.....	167
5.2.3. GRANATES.....	170
5.2.4. CIRCÓN.....	171
5.2.5. BERILO.....	171
5.2.6. GRUPO DE LA TURMALINA.....	172
CAPÍTULO VI.....	177
6.1. PEGMATITAS DE TIPO II.....	177
6.1.1. Características generales.....	177
6.1.2. Estructura interna y mineralogía.....	180
6.1.3. Secuencia de cristalización.....	192
6.2. PEGMATITAS DE TIPO II: GEOQUÍMICA MINERAL.....	195
6.2.1. FELDESPATO POTÁSICO.....	195
6.2.1.1. Elementos mayores.....	195
6.2.1.2. Elementos trazas.....	196
6.2.2. PLAGIOCLASA.....	200
6.2.2.3. MOSCOVITA.....	200
6.2.2.2. Elementos mayores.....	200
6.2.3.2. Elementos trazas.....	202
6.2.4. GRANATE.....	206
6.2.5. CIRCÓN.....	207
6.2.6. BERILO.....	207
6.2.7. GRUPO DE LA TURMALINA.....	208
6.2.8. APATITO.....	212
6.2.8. GRUPO DE LA COLUMBITA.....	212
CAPÍTULO VII.....	213
7.1. PEGMATITAS DE TIPO III.....	213
7.1.1. Características generales.....	213
7.1.2. Estructura interna y mineralogía.....	213
7.1.3. Secuencia de cristalización.....	225
7.2. PEGMATITAS DE TIPO III: GEOQUÍMICA MINERAL.....	227
7.2.1. FELDESPATO POTÁSICO.....	227

7.2.1.1. Elementos mayores.....	227
7.2.1.2. Elementos trazas	227
7.2.2. MOSCOVITA	231
7.2.2.1. Elementos mayores.....	231
7.2.2.2. Elementos trazas	231
7.2.3. GRANATE	236
7.2.4. CIRCÓN	237
7.2.5. GRUPO DE LA TURMALINA	238
7.2.6. APATITO	242
7.2.7. GRUPO DE LA COLUMBITA	242
7.2.8. GRUPO DEL PIROCLORO	243
CAPÍTULO VIII.....	247
8.1. PEGMATITAS DE TIPO IV	247
8.1.1. Características generales.....	247
8.1.2. Estructura interna y mineralogía	249
8.1.3. Secuencia de cristalización.....	283
8.2. PEGMATITAS DE TIPO IV: GEOQUÍMICA MINERAL	287
8.2.1. FELDESPATO POTÁSICO	287
8.2.1.1. Elementos mayores.....	287
8.2.1.2. Elementos trazas	291
8.2.2. MOSCOVITA	291
8.2.2.1. Elementos mayores.....	291
8.2.2.2. Elementos trazas	292
8.2.3. GRANATE	296
8.2.4. CIRCÓN	297
8.2.5. BERILO.....	298
8.2.6. GRUPO DE LA TURMALINA	300
8.2.7. GRUPO DE ANFIBOLES DE Li	315
8.2.8. MONTEBRASITA-AMBLIGONITA	316
8.2.9. GRUPO DE LA FERRISICKLERITA-SICKLERITA.....	317
8.2.9. HETEROSITA – PURPURITA	318
8.2.10. GRUPO DE LA ALLUAUDITA.....	319
8.2.10. GRUPO DEL APATITO.....	320
8.2.11. ÓXIDOS DE Nb-Ta	320
8.2.8. GRUPO DEL PIROCLORO	324
CAPÍTULO IX.....	327
9.1. PEGMATITAS DE TIPO V.....	327
9.1.1. Características generales	327
9.1.2. Estructura interna y mineralogía	329
9.1.3. Secuencia de cristalización.....	343
9.2. PEGMATITAS DE TIPO V: GEOQUÍMICA MINERAL.....	347
9.2.1. FELDESPATO POTÁSICO	347
9.2.1.1. Elementos mayores.....	347
9.2.1.2. Elementos trazas	347
9.2.2. MOSCOVITA	351
9.2.2.1. Elementos mayores.....	351
9.2.2.2. Elementos trazas	352
9.2.3. MICAS DE LITIO.....	355
9.2.4. GRANATE	358
9.2.5. CIRCÓN	360

9.2.6. ESPODUMENA.....	360
9.2.7. GRUPO DE LA TURMALINA.....	360
9.2.8. MONTEBRASITA-AMBLIGONITA.....	365
9.2.9. GRUPO DEL APATITO.....	366
9.2.10. GRUPO DE LA COLUMBITA.....	366
9.2.11. GRUPO DEL PIROCLORO.....	367
9.2.12. CASITERITA.....	372
9.3. INCLUSIONES FLUIDAS.....	369
9.3.1. Introducción.....	369
9.3.2. Metodología de muestreo.....	372
9.3.3. Petrografía de las inclusiones.....	372
9.3.4. Microtermometría.....	375
9.3.5. Discusión.....	377
CAPÍTULO X.....	379
10.1. EVOLUCIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA A NIVEL DE CAMPO.....	379
10.2. EVOLUCIÓN DE LA MINERALOGÍA.....	383
10.3. EVOLUCIÓN EN LA GEOQUÍMICA MINERAL.....	387
10.3.1. Introducción.....	387
10.3.2. Evolución geoquímica en microclina.....	387
10.3.3. MOSCOVITA.....	392
10.3.4. BERILO.....	398
10.3.5. GRUPO DE LA TURMALINA.....	498
10.3.6. GRUPO DE LOS GRANATES.....	404
10.3.7. CIRCÓN.....	406
10.3.8. GRUPO DEL APATITO.....	407
10.3.9. GRUPO DE LA COLUMBITA.....	408
10.4. MODELO DE CRISTALIZACIÓN DE LAS PEGMATITAS DE GIRAÚL.....	411
10.4.1. Condiciones de cristalización.....	411
10.4.2. Evolución de la cristalización.....	412
10.4.3. Concentración subsolidus de elementos raros.....	413
CAPÍTULO XI.....	415
11.1. IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN DE ELEMENTOS RAROS.....	415
11.1.1. Criterios y técnica de exploración de pegmatitas de elementos raros (Nb-Ta-Rb-Cs-Li).....	415
11.1.2. Potencial metalogenético de los granitoides del campo de Giraúl, indicadores geoquímicos.....	416
11.1.3. Indicadores basados en la geoquímica mineral en las pegmatitas.....	418
11.1.4. Diseño de futuras campañas de exploración en el Precámbrico de Angola.....	422
11.2. IMPLICACIONES EN LA EXPLOTACIÓN DE LOS RECURSOS.....	425
11.2.1. Minerales de interés gemológico.....	425
11.2.2. Feldespato.....	425
11.2.3. Tántalo.....	428
12. CONCLUSIONES.....	429
13. REFERENCIAS.....	431

ÍNDICE

Dedicatoria.	
Agradecimientos.	
Resumen en Castellano	1
Abstract	3
1. CAPÍTULO DE INTRODUCCIÓN	5
1.1. Antecedentes sobre las pegmatitas en Angola	5
1.2. ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO DE LAS PEGMATITAS	7
1.2.1. Introducción.....	7
1.2.2. Conceptos generales sobre las pegmatitas graníticas	7
1.2.3. Interés económico de las pegmatitas graníticas.....	8
1.2.4. Reseña histórica sobre la evolución de las investigaciones sobre pegmatitas graníticas	9
1.2.5. Clasificación de las pegmatitas graníticas	11
1.2.6. MORFOLOGÍA Y ESTRUCTURA INTERNA DE PEGMATITAS DE ELEMENTOS RAROS	13
1.2.6.1 Pegmatitas homogéneas.....	13
1.2.6.2. Pegmatitas zonadas	13
1.2.7. ASOCIACIONES MINERALES DE LAS PEGMATITAS GRANÍTICAS	15
1.2.7.1. Pegmatitas abisales	15
1.2.7.2. Pegmatitas de moscovita.....	16
1.2.7.3. PEGMATITAS ABISALES DE LA CLASE DE ELEMENTOS RAROS	16
1.2.7.3.1. Pegmatitas de tipo tierras raras, tipo allanita y monacita.....	16
1.2.7.3.2. Pegmatitas de tierras tipo gadolinita.....	19
1.2.7.3.3. Pegmatita de elementos raros tipo berilo.....	18
1.2.7.3.4. Pegmatitas de elementos raros complejas tipo espodumena	19
1.2.7.3.5. Pegmatitas de elementos raros complejas de petalita	20
1.2.7.3.6. Pegmatitas de elementos raros de lepidolita	21
1.2.7.3.7. Pegmatitas de elementos raros de elbaíta	21
1.2.7.3.8. Pegmatitas de elementos raros de ambligonita	22
1.2.7.3.9. Pegmatitas de elementos raros de tipo-espodumena	23
1.2.7.3.10. Pegmatitas de elementos raros de tipo albita.....	23
1.2.7.4. PEGMATITAS MIAROLÍTICAS	24
1.3. OBJETIVOS	25
1.4. METODOLOGÍA	27
1.4.1. CARTOGRAFÍA Y MUESTREO.....	27
1.4.2. MÉTODOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA MINERALOGÍA	27

1.4.2.1. Microscopía óptica de luz transmitida y reflejada.....	27
1.4.2.2. Microscopía electrónica de barrido	27
1.4.2.3. Difractometría de rayos X	28
1.4.2.4. Microsonda electrónica.....	28
1.4.3. ANALISIS QUÍMICOS DE ROCA TOTAL.....	33
1.4.4.1. Fluorescencia de rayos X.....	33
1.4.4.2. ICP-MS	33
1.4.5. INCLUSIONES FLUIDAS	33
1.4.5.1. Metodología y muestreo	33
1.4.5.1. Microsonda Raman	34
1.4.6. ISÓTOPOS	34
1.4.6.1. Sm-Nd.....	34
1.4.6.2. U-Pb.....	34
CAPÍTULO II.....	35
2. 1.SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	35
2. 2.INTRODUCCIÓN A. LA GEOLOGÍA DE AFRICA.....	39
2.2.1. INTRODUCCIÓN.....	39
2.2.2. GEOLOGÍA DE LOS NÚCLEOS CRATÓNICOS ARCAICOS (ARCONES).....	41
2.2.3. DESARROLLO DE BASAMENTO DEL PALEOPROTEROZOICO.....	42
2.2.4. DESARROLLO DE BASAMENTO DEL MESOPROTEROZOICO	43
2.2.5 DESARROLLO DE BASAMENTO DE NEOPROTEROZOICO.....	43
2.2.6. DESARROLLO FANEROZOICO.....	45
2.3. PANORAMA GENERAL DE LA GEOLOGÍA DE ANGOLA.....	53
2.3.1 INTRODUCCIÓN.....	53
2.3.2 CICLOS DEL MESOARCAICO	54
2.3.2.1. Series del Mesoarcaico	54
2.3.2.2. Actividad tectonomagmática del Mesoarcaico.....	55
2.3.3. CICLO LIMPOPO-LIBERIANO (2700±200 Ma)	56
2.3.3.2. Actividad tectonomagmática del Neoarcaico	57
2.3.4. EL CICLO EBURNEANO.....	57
2.3.3.3. Intrusivos del Proterozoico inferior.....	58
2.3.2.3. EL CICLO KIBARIANO-GRENVILLIANO.....	60
2.3.5. EL CICLO PANAFRICANO	63
2.4. SITUACIÓN GEOLÓGICA	75
CAPÍTULO III.....	79
3.1. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	79
3.1.1 La serie Precámbrica.....	79
3.1.2. La deformación y el metamorfismo Precámbricos.....	84
3.1.3. Rocas intrusivas del Precámbrico.....	96
3.1.4. La serie del Fanerozoico.....	117
3.1.4.5. Fracturación Fanerozoica.....	120
3.1.4.6. Intrusivos del Mesozoico.....	121
3. 2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS	123
3.2.1. Metodología e instrumental.....	123
3.3. GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS.....	137
3.3.1. Introducción.....	137
3.3.2. Método de trabajo	139

3.3.3. Resultados.....	140
3.3.4. Discusión y conclusiones.....	144
CAPÍTULO IV.....	145
4.1. ESTRUCTURA DEL CAMPO PEGMATÍTICO.....	145
4.1.1. Introducción.....	145
4.1.2. Tipología de las pegmatitas del campo.....	145
4.1.3. Distribución de los diferentes tipos de pegmatitas en el campo de Giraúl.....	147
CAPÍTULO V.....	149
5.1. PEGMATITAS DE TIPO I.....	149
5.1.1. Caracteres generales.....	149
5.1.2. Estructura interna y mineralogía.....	151
5.1.3. Secuencia de cristalización.....	161
5.2. PEGMATITAS DE TIPO I: GEOQUÍMICA MINERAL.....	163
5.2.1. FELDESPATO POTÁSICO.....	163
5.2.1.1. Elementos mayores.....	163
5.2.1.2. Elementos trazas.....	164
5.2.2. MOSCOVITA.....	166
5.2.2.1. Elementos mayores.....	166
5.2.2.2. Elementos trazas.....	167
5.2.3. GRANATES.....	170
5.2.4. CIRCÓN.....	171
5.2.5. BERILO.....	171
5.2.6. GRUPO DE LA TURMALINA.....	172
CAPÍTULO VI.....	177
6.1. PEGMATITAS DE TIPO II.....	177
6.1.1. Características generales.....	177
6.1.2. Estructura interna y mineralogía.....	180
6.1.3. Secuencia de cristalización.....	192
6.2. PEGMATITAS DE TIPO II: GEOQUÍMICA MINERAL.....	195
6.2.1. FELDESPATO POTÁSICO.....	195
6.2.1.1. Elementos mayores.....	195
6.2.1.2. Elementos trazas.....	196
6.2.2. PLAGIOCLASA.....	200
6.2.2.3. MOSCOVITA.....	200
6.2.2.2. Elementos mayores.....	200
6.2.3.2. Elementos trazas.....	202
6.2.4. GRANATE.....	206
6.2.5. CIRCÓN.....	207
6.2.6. BERILO.....	207
6.2.7. GRUPO DE LA TURMALINA.....	208
6.2.8. APATITO.....	212
6.2.8. GRUPO DE LA COLUMBITA.....	212
CAPÍTULO VII.....	213
7.1. PEGMATITAS DE TIPO III.....	213
7.1.1. Características generales.....	213
7.1.2. Estructura interna y mineralogía.....	213
7.1.3. Secuencia de cristalización.....	225
7.2. PEGMATITAS DE TIPO III: GEOQUÍMICA MINERAL.....	227
7.2.1. FELDESPATO POTÁSICO.....	227

7.2.1.1. Elementos mayores.....	227
7.2.1.2. Elementos trazas	227
7.2.2. MOSCOVITA	231
7.2.2.1. Elementos mayores.....	231
7.2.2.2. Elementos trazas	231
7.2.3. GRANATE	236
7.2.4. CIRCÓN	237
7.2.5. GRUPO DE LA TURMALINA	238
7.2.6. APATITO	242
7.2.7. GRUPO DE LA COLUMBITA	242
7.2.8. GRUPO DEL PIROCLORO	243
CAPÍTULO VIII.....	247
8.1. PEGMATITAS DE TIPO IV	247
8.1.1. Características generales.....	247
8.1.2. Estructura interna y mineralogía	249
8.1.3. Secuencia de cristalización.....	283
8.2. PEGMATITAS DE TIPO IV: GEOQUÍMICA MINERAL	287
8.2.1. FELDESPATO POTÁSICO	287
8.2.1.1. Elementos mayores.....	287
8.2.1.2. Elementos trazas	291
8.2.2. MOSCOVITA	291
8.2.2.1. Elementos mayores.....	291
8.2.2.2. Elementos trazas	292
8.2.3. GRANATE	296
8.2.4. CIRCÓN	297
8.2.5. BERILO.....	298
8.2.6. GRUPO DE LA TURMALINA	300
8.2.7. GRUPO DE ANFIBOLES DE Li	315
8.2.8. MONTEBRASITA-AMBLIGONITA	316
8.2.9. GRUPO DE LA FERRISICKLERITA-SICKLERITA.....	317
8.2.9. HETEROSITA – PURPURITA	318
8.2.10. GRUPO DE LA ALLUAUDITA.....	319
8.2.10. GRUPO DEL APATITO.....	320
8.2.11. ÓXIDOS DE Nb-Ta	320
8.2.8. GRUPO DEL PIROCLORO	324
CAPÍTULO IX.....	327
9.1. PEGMATITAS DE TIPO V.....	327
9.1.1. Características generales	327
9.1.2. Estructura interna y mineralogía	329
9.1.3. Secuencia de cristalización.....	343
9.2. PEGMATITAS DE TIPO V: GEOQUÍMICA MINERAL.....	347
9.2.1. FELDESPATO POTÁSICO	347
9.2.1.1. Elementos mayores.....	347
9.2.1.2. Elementos trazas	347
9.2.2. MOSCOVITA	351
9.2.2.1. Elementos mayores.....	351
9.2.2.2. Elementos trazas	352
9.2.3. MICAS DE LITIO.....	355
9.2.4. GRANATE	358
9.2.5. CIRCÓN	360

9.2.6. ESPODUMENA.....	360
9.2.7. GRUPO DE LA TURMALINA.....	360
9.2.8. MONTEBRASITA-AMBLIGONITA.....	365
9.2.9. GRUPO DEL APATITO.....	366
9.2.10. GRUPO DE LA COLUMBITA.....	366
9.2.11. GRUPO DEL PIROCLORO.....	367
9.2.12. CASITERITA.....	372
9.3. INCLUSIONES FLUIDAS.....	369
9.3.1. Introducción.....	369
9.3.2. Metodología de muestreo.....	372
9.3.3. Petrografía de las inclusiones.....	372
9.3.4. Microtermometría.....	375
9.3.5. Discusión.....	377
CAPÍTULO X.....	379
10.1. EVOLUCIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA A NIVEL DE CAMPO.....	379
10.2. EVOLUCIÓN DE LA MINERALOGÍA.....	383
10.3. EVOLUCIÓN EN LA GEOQUÍMICA MINERAL.....	387
10.3.1. Introducción.....	387
10.3.2. Evolución geoquímica en microclina.....	387
10.3.3. MOSCOVITA.....	392
10.3.4. BERILO.....	398
10.3.5. GRUPO DE LA TURMALINA.....	498
10.3.6. GRUPO DE LOS GRANATES.....	404
10.3.7. CIRCÓN.....	406
10.3.8. GRUPO DEL APATITO.....	407
10.3.9. GRUPO DE LA COLUMBITA.....	408
10.4. MODELO DE CRISTALIZACIÓN DE LAS PEGMATITAS DE GIRAÚL.....	411
10.4.1. Condiciones de cristalización.....	411
10.4.2. Evolución de la cristalización.....	412
10.4.3. Concentración subsolidus de elementos raros.....	413
CAPÍTULO XI.....	415
11.1. IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN DE ELEMENTOS RAROS.....	415
11.1.1. Criterios y técnica de exploración de pegmatitas de elementos raros (Nb-Ta-Rb-Cs-Li).....	415
11.1.2. Potencial metalogenético de los granitoides del campo de Giraúl, indicadores geoquímicos.....	416
11.1.3. Indicadores basados en la geoquímica mineral en las pegmatitas.....	418
11.1.4. Diseño de futuras campañas de exploración en el Precámbrico de Angola.....	422
11.2. IMPLICACIONES EN LA EXPLOTACIÓN DE LOS RECURSOS.....	425
11.2.1. Minerales de interés gemológico.....	425
11.2.2. Feldespato.....	425
11.2.3. Tántalo.....	428
12. CONCLUSIONES.....	429
13. REFERENCIAS.....	431

Dedicatoria

Dedico este trabajo de tesis doctoral en especial a madre, por cuya razón yo existo, y por el largo tiempo que me separe de ti, pero aún así lejos de ti tu enseñanza ha prevalecido y fortalecido a lo largo de todo este tiempo para hoy llegar a una de las metas que siempre me propuse. Gracias madre este trabajo es tu fruto.

Agradecimientos

A lo largo de todo este tiempo de preparación de la tesis doctoral, siempre tenía una meta trazada, que era de terminar el trabajo. Pues en este justo momento ha llegado la hora de escribir los agradecimientos a todos cuantos me han apoyado en los momentos buenos, duros y difíciles, unos de forma directa, otros indirectamente; cabe decir que sin el apoyo recibido por ustedes este trabajo no saldría adelante. A todos mis profundos agradecimientos.

Agradecer al Gobierno Español a través de la AECI (Agencia Española de Cooperación Internacional) por concederme una beca de estudios para la realización de la tesis doctoral en España.

Antes de todo quiero expresar mi profundo reconocimiento y gratitud a los directores de tesis, al Dr. Joan Carles Melgarejo Draper, al Dr. Andrés Paniagua Condado, y a la Dra María Pura Alfonso Abella, que han hecho y dieron todo para que el presente trabajo saliera adelante; gracias a sus exigencias pedagógicas, han hecho posible superar las dificultades, encontradas a lo largo de este período de tesis y han marcado un rumbo global muy importante en mi carrera profesional y vida personal.

Por otro lado expreso un especial agradecimiento al Dr. Joan Carles Melgarejo Draper, de la Universidad de Barcelona, por sus, consejos, voluntad, disposición en todo el momento en codirigir la tesis y su máxima dedicación desde la etapa iniciales, desde los trabajo de campo hasta la etapa final de la elaboración de la memoria final.

Mi agradecimiento al Dr. Andrés Paniagua Condado, de la Universidad de Zaragoza, por haber aceptado dirigir la tesis cuando todavía me encontraba en Angola, y la gran atención personal que siempre ha tenido desde mi llegada a la Universidad de Zaragoza hasta la actualidad.

Agradezco a la Dra. María Pura Alfonso Abella, de la Escuela Universitària Politècnica de Manresa por su apoyo y su tiempo dedicado en ayudarme en la realización de este trabajo, sus palabras y sus consejos sin duda ninguna me ayudaron mucho.

Agradezco a la Dr. Joquin Proença por su disponibilidad en todo el momento, apoyo moral y su tiempo dedicado en ayudarme en la realización de este trabajo, sus palabras y sus consejos sin duda ninguna han jugado un papel inborravel.

Mi agradecimiento al Dr. Ignacio Subias, Dra. Isabel Fanlo González, y Profesora Belén García de Universidad de Zaragoza, por sus consejos y disponibilidad y atención que siempre han tenido cuando lo he necesitado, así como para los demás Profesores del Departamento de Ciencias de la Tierra, área de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza.

Quiero agradecer al personal técnico de Servicio y Laboratorio de preparación de láminas de la Universidad de Zaragoza por su eficacia.

También quiero darle gracias colectivas a los profesores Dr. Salvador Gali Medina, Dr. Manuel Labrador, Dra. Esperança Tauler, Dr. Salvador Martínez, Dra. Maite García, todos del Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, de la Universitat de Barcelona, por su ayuda en cualquier momento que lo he necesitado.

Mi agradecimiento al Dr. Xavier Llovet, analista de los Serveis Científico-Tècnics de la Universidad de Barcelona, por su paciencia y disponibilidad en ayudarme durante todo el tiempo que estuve haciendo análisis en la microsonda.

Mi agradecimiento al personal técnico de Servicio y Laboratorio de preparación de láminas de la Facultad de Geología de Universidad de Barcelona, por la eficacia en hacerme las láminas.

Quiero agradecer al Dr. Iñaki Yusta Arnal y al Dr. Francisco Velasco Roldán, de la Universidad del País Vasco, por su apoyo incondicional durante mi estancia, haciendo análisis mediante FRX en el laboratorio del Servicio de Análisis de Minerales y Rocas de la Universidad del País Vasco.

Agradezco al Dr. Robert Martín, de la Universidad McGill de Canadá por sus consejos y ideas sobre las pegmatitas de Giraúl.

También agradezco al Dr. François Fontan por su ayuda en el análisis de algunas muestras de fosfatos en la Universidad Paul Sabatier de Toulouse.

Agradecer a la Dra. Mónica Patricia del Valle Escayola, de la Universidad de Ushuaia de Argentina, por su ayuda para la realización de los análisis de isótopos en granitoides en el Laboratorio de Geocronología de la Universidade de Brasilia, y en el procesamiento y tratamiento de datos durante su estancia en la Universidad de Barcelona.

Agradezco al Mrs. Osmar Bache, de su ayuda en la preparación de las muestras de granitoides para datación isotópica en el Laboratorio de Geocronología de la Universidade de Brasilia.

También agradezco a la Dra. María Luisa Morais, por su atención y ayuda incondicional en todo lo necesario para la realización de trabajos de campo siempre cuando he solicitado, mientras ella era directora del Departamento de Geología de la Faculdade de Ciencia da Universidade Agostinho Neto, Luanda Angola,

Quiero expresar my agradecimiento al Dr. Eduardo Morais, Chefe de Área de Geología Económica del Departamento de Geología da Faculdade de Ciencia da Universidade Agostinho Neto, Luanda Angola, por su participación directa en la primera campaña de campo y asesoramiento de otros materiales de campo referente a la zona bajo estudio, y otros datos con quien trabajamos mutuamente.

Agradezco la ayuda incondicional del Dr. Andrés Buta Neto, actual Jefe del Departamento de Geología da Faculdade de Ciencia da Universidade Agostinho Neto por su ayuda incondicional en la participación de todos los trabajos de campo, siempre cuando lo hemos solicitado.

Agradezco al Jefe del Instituto Geológico de Angola que nos facilitara la exportación de las muestras desde Angola para España siempre cuando lo he solicitado.

Durante este período, tuve algunos momentos difíciles y duros ya que se me acabó la beca, y estuve sin financiación. Agradezco, la ayuda del Dr. Joan Carles Melgarejo Draper, de la Universidad de Barcelona.

También quiero agradecer a Dr. Jesús Blanco, de I.S.M.M, de Moa, Cuba por sus consejos durante su estancia en la Universidad de Barcelona.

Mi especial agradecimiento a Hermano Jose Bastos Gonçalves, por ser uno de los artífices de estudios

Mi especial agradecimiento a mi Primo Ing. David Viela la financiación en los meses que estuve sin beca hasta conseguir una beca por parte del Gobierno Angoleño.

Quiero agradecer al Dr. Agatangelo Kim Eduardo, de UAB por su ayuda incondicional en acogerme durante varios meses en su casa en Sabadell, cuando estuve haciendo la parte analítica en los Serveis Científico-Tècnics de la Universidad de Barcelona.

Quiero agradecerle a doña Ana, María Buta, por su acogimiento en su casa durante la campaña de campo, en ayudarnos a alquilar coche para campo y buscarnos ayudantes de campo. Así como el Jefe Manuel que ha estado manejando el coche con toda paciencia en lugares que siempre lo hemos solicitados.

Mis agradecimientos a los licenciados, Antonio Ferreira da Costa, Leroi Tostoy, y Edgar, actualmente ejerciendo su profesión, por su ayuda en la campaña de campo.

También agradezco la colaboración incondicional del Sr. Francoa Lemoime, por su participación incondicional siempre que le hemos comentado sobre la campaña de campo y su disponibilidad de su coche.

Mis agradecimientos a Elisabet Birosta, Sandra Robles, por su ayuda en hacer algunos dibujos y mapas, a Saleh Lehib, y Hildebrando Leal, Aurora Bambi por su apoyo cuando lo he necesitado.

Un especial agradecimiento a, la Licenciada María de Fátima de Espirito Santos de Almeida, por su paciencia, inmensurables esfuerzos y apoyo moral incondicional, durante todo el tiempo este periodo de realización de la tesis.

Mis agradecimientos a mis amigos del Área de Geodinámica externa de la Universidad de Zaragoza, sobre todo el Dr. Francisco Guitérrez Santola, Dra. Gloria Desir Valen, Mrs. Pedro Lucha, Mrs. Jesus Guerrero Iturbe, Mrs. Néstor Jiménez, Doña Cinta Marin Pastor.

Mis agradecimientos al Dr. Antonio Casas Director del Departamento de Ciencias de las Tierra de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza, por ayudar-me en los tramites del presente trabajo.

A mis amigos y colegas como el, Dr. Atur Domingos Miguel, Dr. Lopes Ferreira Baptista, Dr. Agostinho Mugginga; Dr. Daniel Pinto Mualuzanga, Dr. Antonio Rodrigues Vegas, Dra. Luisa Meque, Dr. Silva Pereira Ginga, al Mrs. Jose Manuel, Mrs. Marluce de Almeida alves Salgueiro, Mrs. Rejane, Licenciada Gerogina Amalia de Nascimento, Zilda Valente, al Don Sebastião Emilio Mbidi, Mrs. Luis João Gomes, Eng. Augusto Filepe da Rosa, Eng. Arcanjo Belchior Manuel María, Eng. Gonzalo Serramiento Manongo, Eng. Augusto da Rosa Filipe, Sr. Roberto Camejo, Sr. Carlos Alberto, mis amigas Doña María Teresa Ordovás Soterás,, Doña Paola Gallizo, Doña Angelina, Doña Adelia, Doña Jordnia Ramos Calderon, Doña Negra, Doña Karelia Milord Barroso gracias por vuestro apoyo moral.

Y por último gracias a aquellas personas que de una forma han pasado por mi vida dejando una huella imborrable, y que no he podido mencionar aquí, a todas ellas y ellos mi máxima y sincera gratitud.

RESUMEN

Las pegmatitas del campo de Giraúl, Namibe (SW de Angola) encajan en series metapelíticas o metabásicas del Arcaico superior. Las rocas metamórficas se encuentran afectadas por la orogenia Eburneana, formando pliegues muy apretados de dirección NW-SE y vergencia al SW, que tienen desarrollada esquistosidad de plano axial; los materiales se encuentran afectados por metamorfismo regional, sintectónico con esta deformación, en la facies de las anfibolitas.

Una suite de rocas intrusivas de edad Eburneana tardía (2230 ± 48 Ma mediante isocrona con Sm/Nd; edades discordantes de 1795 ± 41 Ma y 1728 ± 2.5 Ma mediante U/Pb) se emplazan coincidiendo con los estadios deformativos póstumos, y están poco o nada deformados. Comprenden, por orden decreciente de edad, piroxenitas, hornblenditas, gabronoritas, dioritas, tonalitas, granodioritas, leucogranitos sieníticos y leucomonzogranitos, así como pegmatitas graníticas. Por sus características geoquímicas pueden clasificarse como granitos de tipo I calcoalcalinos, asociados a un contexto de arcos de islas volcánicas, si bien en los leucogranitos su mineralogía, composición peraluminica e isótopos radiogénicos ($\lambda_{Nd(t)} = -2,217$) denotan un elevado grado de contaminación crustal.

Se han diferenciado, en base a criterios de composición mineral y de estructura interna, cinco tipos de pegmatitas (I, II, III, IV y V). Corresponden a la clase LCT.

El tipo I (estéril) es el único que está confinado a los leucogranitos y cuyo contacto con éstos es gradual; presenta una estructura concéntrica sencilla, con dos zonas intermedias (que pueden contener berilo) y un núcleo de cuarzo, a veces rosado, de calidad gemológica. Los principales minerales son microclina, plagioclasa y cuarzo, con granate, chorlo y moscovita como principales accesorios.

El tipo II (estéril) posee, además de las zonas anteriores, zonas de borde y de pared. Se componen de microclina, albita y cuarzo;

como accesorios hay granate, moscovita, biotita y berilo verde; en estadios tardíos aparece una ligera albitización con trazas de minerales del grupo de la columbita.

El tipo III (subtipo de berilo-columbita), además de las zonas y minerales anteriores, posee una tercera zona intermedia con cristales de tamaño bloques, y está enriquecido en minerales del grupo de la columbita, reemplazados por minerales del grupo del pirocloro.

El tipo IV (subtipo de berilo-columbita-fosfato) tiene una estructura parecida a la anterior, si bien con unidades albiticas tardías reemplazantes (vetas albiticas y vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta). Además, en las zonas intermedias son muy abundantes los fosfatos de la secuencia trifilita-ferrisicklerita-heterosita; el berilo y los minerales del grupo de la columbita también están presentes. La albitización tardía produce el reemplazamiento de los fosfatos primarios por alluaudita; la columbita se ve reemplazada por minerales del grupo del pirocloro.

El tipo V (espodumena) es el más evolucionado; aunque no presenta fosfatos en las primeras zonas intermedias, en la tercera zona intermedia predomina la espodumena como mineral esencial, con ambligonita y escasa petalita (muy reemplazada por cuarzo+espodumena); la columbita es relativamente común y es reemplazada por microlita. En los estadios subsolidus se forman vetas albiticas y vetas de cuarzo-moscovita (litínica o lepidolita)-elbaíta; en los estadios póstumos la nanpingita (mica de Cs) reemplaza a la moscovita.

La geoquímica mineral de los componentes pegmatíticos revela tendencias de enriquecimiento progresivo en 1-2 órdenes de magnitud en Rb, Cs, Ga, P en microclina y moscovita desde las primeras zonas en cristalizar a las más tardías, y de las pegmatitas

más sencillas (tipo I) a las más complejas (tipo V). La moscovita, además, se enriquece en el mismo sentido en F, Li, Ta, Sn. En el granate hay un neto enriquecimiento en Mn y depresión en Mg en el mismo sentido, en el circón es de enriquecimiento en Hf, en la columbita-tantalita, en Ta, y en la turmalina, de enriquecimiento en Al, Li y F. Esta evolución geoquímica, sumada a la evolución e composición mineral y estructural de las pegmatitas, sugieren que todas estas pegmatitas proceden de la misma fuente y se formaron por fraccionamiento de los magmas leucograníticos. Apoyan esta hipótesis los datos de isótopos radiogénicos (discordias de la misma edad para granitoides y pegmatitas).

Las inclusiones fluidas en pegmatitas tipo V sugieren condiciones de cristalización en la tercera zona intermedia de 460-500°C y 3,2-3,4 kbar para la espodumena (a partir de un fluido con 4.3-13% NaCl eq y sin CO₂), y 330

y 400°C y entre 2,6 y 3 kbar para la ambligonita (a partir de un fluido 4.3-8.4 % NaCl eq y $\dot{CO}_2=0.184$).

Los leucogranitos se consideran los granitos parentales de las pegmatitas, y por su contenido en elementos raros pueden considerarse altamente fraccionados, pero no llegan a la categoría de granitos fértiles. En consecuencia, el campo de Giraúl generado a partir de ellos es comparativamente pobre en elementos raros, particularmente en Ta y Cs. Pese a ello, las pegmatitas presentan posibilidades de explotación, particularmente para feldespatos de alta pureza; además, el cuarzo rosa puede ser empleado para gemología.

Los minerales del grupo de la columbita se encuentran en poca cantidad y son pobres en Ta, por lo que sólo podrían ser beneficiados como subproducto de la explotación de feldespato.

ABSTRACT

The Giraul granitic pegmatitic field, Namibe (SW Angola), is hosted in Upper Archaic metabasites or metapelitic series. These metamorphic rocks are affected by the Eburnean orogeny. They have narrow folds with direction NW-SE and vergence SW, with an axial plane schistosity; these rocks are affected by regional metamorphism of amphibolitic facies, syntectonic with this deformation.

A suite of intrusive rocks gives Late Eburnean age (2230 ± 48 m.y.) by Sm/Nd dating and discordant ages of 1795 ± 41 m.y. and 1728 ± 2.5 m.y. by U/Pb. This suite is placed during the maximum deformative stages and are low or non-deformed. They comprise, from older to younger, piroxenites, hornblendites, gabbonorites, diorites, tonalites, granodiorites, syenitic leucogranites, leucomonzogranites, and granitic pegmatites.

According to the geochemical characteristics, these rocks can be classified as calc-alkaline type I granites, associated to a volcanic island-arc environment, although the mineralogy peraluminous composition and radiogenic isotopy ($\epsilon_{Nd(t)} = -2,217$) of leucogranites indicate a high degree of crustal contamination.

On the basis of mineral composition and internal structure, five pegmatite types have been distinguished (I, II, III, IV y V). They belong to the LCT class.

Type I (barren) is the only hosted in leucogranites. There is a gradual transition between them and leucogranite. They have a single concentric structure, with two intermediate zones (where beryl can occur) and a quartz core, sometimes pink, of gemmological quality. The main minerals are microcline, plagioclase and quartz, with garnet, schorl and muscovite as accessories.

Type II (barren) pegmatites, in addition to the above zones, have a border and wall zone. They are composed of microcline, albite and quartz. Garnet, muscovite, biotite and green beryl

are accessories. Slight albitization occurs in the late stages, with the formation scarce columbite group minerals.

Type III (beryl-columbite subtype), in addition to the previous zones and minerals, has a third intermediate zone with blocky crystals, and rich in columbite group minerals which are replaced by pyrochlore group minerals.

Type IV (beryl-columbite-phosphate subtype) has similar structure than type III but with replacement by late albitic units (albitic veins and quartz-muscovite-elbaite veins). In addition, phosphates of the triphylite-ferrisicklerite-heterosite sequence and minerals of the columbite group are widespread and beryl also occur. During late albitization alluaudite replace the primary phosphates and pyrochlore group minerals replace columbite.

Type V (spodumene) is the most evolved. Phosphates do not occur in the first intermediate zones but in the third intermediate zone spodumene is predominant, and amblygonite and traces of petalite (replaced by spodumene+quartz) also occur. Columbite is common and often it is replaced by microlite. During the subsolidus stages albite and quartz-Li-rich muscovite (or lepidolite)-elbaite veins are formed. In the latest stages nanpingite (Cs-rich mica) replaces muscovite.

Mineral geochemistry of the pegmatitic components reveals two trends of progressive enrichment in 1-2 orders of magnitude in Rb, Cs, Ga, P in microcline and muscovite from the early zones to crystallize to the latest, and from the single pegmatites (type I) to the most complex (type V). In addition, muscovite evolves in the same sense in F, Li, Ta, Sn. Garnet has an enrichment in Mn and a decrease in Mg. Zircon has an increase in the Hf content and columbite-tantalite, in Ta. In tourmaline there is an enrichment in Al, Li and F. This geochemical evolution, together with the mineral and structural evolution, suggest that all these pegmatites come from the same source and were formed by fractionation of the leucogranitic

magmas. This hypothesis is in accordance to the radiogenic isotopes (discordances of the same age for granites and pegmatites).

Fluid inclusions from type V pegmatites suggest conditions of crystallization in the third intermediate zone of 460-500°C and 3,2-3,4 kbar for spodumene (from a fluid with 4.3-13 wt.% eq. NaCl and without CO₂), and 400°C and 2,6 - 3 kbar for amblygonite (from a fluid of 4.3-8.4 wt. % eq. NaCl and $\dot{CO}_2=0.184$).

Leucogranites are the parental granites of these pegmatites. They can be considered as

highly evolved by to their content in rare-elements, but they cannot be classified as fertile granites. Consequently, the Giraúl pegmatitic field generated from them, is relatively poor in rare-elements, mainly in Ta and Cs. Nevertheless, these pegmatites have possibilities of exploitation, specially by highly pure feldspars and pink quartz can be used in gemmology. Columbite group minerals occur in low contents and are Ta-poor, then they only could be exploited as a sub product of the feldspar exploitation.

1.1. ANTECEDENTES SOBRE LAS PEGMATITAS EN ANGOLA

El conocimiento de las pegmatitas en Angola es muy bajo hasta la actualidad, por lo que las perspectivas de descubrir nuevos yacimientos de elementos raros es muy grande en este país, puesto que en el mismo existen grandes extensiones de territorio con afloramientos de rocas metamórficas de grado alto y medio, en las que se encuentran este tipo de depósitos.

Actualmente ya son conocidos algunos yacimientos en la parte Norte y Suroeste de Angola, que fueron puestos en exploración durante el período comprendido entre los años 1939 a 1969 por la Companhia Minera de Lobito.

De este modo, en la parte norte de Angola hemos podido encontrar en el registro de minas correspondientes a estos años citas de demarcación y documentos inéditos sobre los yacimientos de pegmatitas ricas en moscovita, como los de Muxexe, Cassalengues, Quizambilo, Cabaça, Mussa-Saca, Mabubas, Kicabo, Noreste de Luanda, Província do Bengo, encajados dentro de rocas metamórficas (esquistos). De todos estos yacimientos, sólo existe una reseña publicada, en la que se listan los yacimientos y se describen las características de las rocas en muestras de mano de los yacimientos de Angola, en especial los de la zona del río Dande y Ambriz en la provincia de Bengo y los de Praia do Mondongal en la provincia de Benguela (Bebiano, 1946). La variedad más representativa de moscovita es de alta calidad para uso industrial, cuyos cristales pueden alcanzar los 80 cm de diámetro en algunos casos (Torre de Asunção, 1946). En cambio los yacimientos de Mabubas, Quicabo y los afloramientos cerca de la Barra de Dande son pegmatitas primitivas con concentraciones de cuarzo, feldespato de mala calidad para industria, biotita, granate y turmalina chorlo. Geraldés (1976) destaca en algunas de las

pegmatitas la presencia de berilo y de sillimanita. Además, el Servicio Geológico de Angola (1992) señala que en el campo pegmatítico de Dande llegó a extraerse berilo (yacimiento de Quizambilo), y que existen otros indicios de este mineral en Zenza Norte y Zenza Sul, en los que el mineral sería bertrandita. En este caso la ley de BeO oscilaría entre 0,002 y 2,2%. El volumen total del mineral extraído en estos yacimientos entre el período comprendido de 1939 a 1962 ronda los 3.056 toneladas. La mayor parte de la producción fue exportada para los E.U.A, Francia, Alemania y España.

En la zona de Chibemba (provincia de Lubango), entre Chibemba y Chiange existen algunas pegmatitas de hasta 5 km de longitud y dirección NW, asociadas al emplazamiento de intrusivos graníticos situadas entre Lupale, Pocolo y Chiange (Motta Marques, 1966).

Al suroeste de Angola se conocen también los yacimientos de pegmatitas del campo de Giraúl, con más de 400 km² al este de la provincia de Namibe; la longitud de las pegmatitas del mismo puede alcanzar unos centenares de metros de largo y un espesor que en ocasiones oscila entre los 10 a 30 m. El Servicio Geológico de Angola (1992), en la memoria que acompaña al mapa metalogénico de Angola evaluó en estas pegmatitas la reserva total de feldespatos de alta calidad para la industria de cerámica, proponiendo unas reservas entre 300.000-500.000 toneladas. Además, la SGA da fe de la explotación de los recursos de BeO del campo entre 1969 y 1973, etapa en que se extrajeron unas 380 t de concentrado de berilo con una ley de 12% BeO. No obstante, este servicio menciona también la existencia de pegmatitas con lepidolita y espodumena, acompañadas de minerales de Nb-Ta. Por otra parte, Carvalho (1993) cita, además, la presencia de autunita y heterosita en Giraúl.

En la zona de Chibia en Lubango se cita la existencia de berilo en pegmatitas intruidas en el complejo ultrabásico de Cunene (Carvalho, 1993); para Carvalho y Alves (1990) estas pegmatitas serían resultado de un proceso de segregación de un magma básico.

Pocos son los datos de geocronología de las pegmatitas de Angola. Sin embargo, Ferreira de Silva et al. (1973) establecen la edad de pegmatitas de la zona de Cacula - Quilengues y Chicomba (provincia de Lubango). Estos autores estudian pegmatitas emplazadas en el interior de intrusivos

graníticos. En unas pegmatitas gráficas obtienen una edad de 1043 ± 57 Ma en feldespato potásico mediante K/Ar, cosa que indicaría una edad Kibariana; en otras pegmatitas moscovíticas obtienen una edad de 1753 y 1826 Ma en moscovitas mediante K/Ar (por lo que pertenecerían a estadios tardíos del ciclo Eburneano). Finalmente, Simpson y Otto (1960) establecieron a partir del método de Rb/Sr una edad de 1190 Ma para una pegmatita que corta al complejo gabro-anortosítico de Cunene al SW de Vila Puiva Couceiro, también en la provincia de Lubango.

cookeíta o la bikiíta (productos de alteración de elbaíta, petalita o espodomena), asociadas a la adularia, cuarzo, zeolitas y carbonatos. Este estadio también puede ser responsable de la formación de montmorillonita y caolín, como producto de alteración de los feldespatos y espodomena.

Durante la alteración supergénica se puede formar un amplio espectro de fases oxidadas de Sb y fosfatos secundarios.

1.7.3.6. Pegmatitas de elementos raros de lepidolita

Se caracterizan por contener lepidolita como principal mineral de litio. Ejemplos de este tipo de pegmatitas son los de Brown Derby en Gunnison, Colorado (Heinrich, 1967), en Mora Country, Nuevo México (Jahns 1953), las pegmatitas asociadas al leucogranito de Geer Lake, Manitoba, Canadá (Èerný et al., 2005), las pegmatitas Chvalovice, Dobrá Voda y Lastovicky en la república Checa (Novak et al. 1992; Novak y Èerný, 1998) y las pegmatitas de Chèdeville, Macizo Central Francés (Raimbault, 1998). Una de las pegmatitas más estudiadas del mundo, la de Tanco, Manitoba, Canadá, pertenece a este subtipo (Èerný et al., 1998; Selway et al., 2000). Este subtipo de pegmatita se encuentra a menudo bandeado con unidades asimétricas.

La zona de borde y pared están fundamentalmente compuestas por albita, cuarzo, moscovita y menores cantidades de feldespato potásico. Los minerales accesorios para estas zonas son apatito, berilo, fluorita, espesartina y chorlo; más raramente hay biotita. Además, en la zona de exocontacto se ha encontrado fluorita (Heinrich, 1962). Además, en la zona de pared es muy común la presencia de monacita y betafita; la turmalina policroma puede estar presente.

Las zonas intermedias comúnmente se componen de grandes cristales de feldespato potásico, berilo y espesartina; además, la elbaíta también puede estar presente. Puede aparecer triplita, apatito y topacio (Fontan, et al 1976). En ocasiones, el núcleo de cuarzo

presenta apófisis, con minerales como topacio, ambligonita, apatito, berilo, minerales de Nb-Ta, gahnita, espesartina y espodomena.

Las unidades de reemplazamiento frecuentemente están enriquecidas en lepidolita, albita, elbaíta y, en menor medida, minerales de Nb-Ta y berilo.

También aparecen reemplazamientos hidrotermales de baja temperatura. En las pegmatitas con cavidades miarolíticas tienen lugar diversos estadios, en el primero se forma la paragénesis de elbaíta, cuarzo, feldespatos, micas, berilo, polucita, apatito, casiterita y óxidos de Nb-Ta.

El segundo estadio se caracteriza por la cristalización progresiva de los minerales formados en el estadio anterior y culmina con la ruptura de los minerales; además, se producen sobrecrecimientos de grano muy fino en los feldespatos, pseudomorfismo de la turmalina por lepidolita y del berilo por las fases de Be de baja temperatura (herderita y bavenita), y cristalización de fases de Ta muy evolucionadas (rynersonita) y malayaíta.

En el tercer estadio se forma cookeíta, zeolitas, calcita y los minerales del grupo de la arcilla, que cementan completamente las cavidades.

1.7.3.7. Pegmatitas de elementos raros de elbaíta

Este subtipo de pegmatitas se encuentra en el campo pegmatítico del Moldanúbico en el Macizo de Bohemia (Novák y Povondra, 1993; Novak, Èerný et al., 1998) y las pegmatitas asociadas al batolito O'Grady, Canadá (Ercitt et al., 1999), entre otros lugares. En este subtipo aparece elbaíta como mineral portador de Li, así como otros minerales ricos en boro. Estas pegmatitas muestran gradaciones transicionales hacia el subtipo de lepidolita.

Estas pegmatitas presentan una zona de borde compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico de grano fino, y biotita como mineral accesorio. La zona de pared está formada por feldespato potásico con textura gráfica con cuarzo; en cambio, la zona

intermedia contiene cuarzo masivo, albita, chorlo y, en ocasiones, granate. El núcleo está constituido por feldespato potásico (y a veces algo de cuarzo).

Las unidades albiticas, por lo general, se encuentran en las partes más centrales de los cuerpos pegmatíticos. Comúnmente están compuestas por láminas de grano medio a grueso de albita y turmalina (chorlo a elbaíta o liddicoatita), incluyendo granate con moscovita; en cambio, la lepidolita es muy escasa en esta unidad. Como minerales accesorios aparecen casiterita, columbita, rutilo rico en niobio, apatito, circón hambergita y polucita.

En estas pegmatitas son abundantes las cavidades miarolíticas, ubicadas principalmente cerca de las unidades de bloques y albiticas. Están constituidas por feldespato potásico, cuarzo ahumado y elbaíta, con una pequeña proporción de albita. Como minerales accesorios aparecen casiterita, circón, y lepidolita, además de minerales tardíos, entre los que destacan bertrandita, bavenita, danburita, datolita y boromoscovita.

1.2.7.3.8. Pegmatitas de elementos raros de ambligonita

El clásico ejemplo de este subtipo de pegmatitas son las pegmatitas de Viitaniemi, en Finlandia (Volborth, 1954; Lahti, 1981) y alguna de las pegmatitas de Malagasy, Madagascar (Pezzotta, 2001). Este subtipo se caracteriza por una gran actividad de P, que provoca la desestabilización de los aluminosilicatos de litio.

Las zonas de borde y pared están compuestas mayoritariamente por plagioclasa, cuarzo y moscovita, con predominio de chorlo-dravita, y algo de feldespato potásico. El apatito y la biotita se hallan como accesorios. Además, en la zona de pared se cuenta berilo, almandino, apatito, sulfuros, arseniuros y tucholita (uraninita mezclada con materia carbonosa).

Las zonas intermedias están compuestas por feldespato potásico, agregados de albita-cuarzo-moscovita y berilo. Las pegmatitas

más evolucionadas suelen estar mineralizadas en columbita-tantalita, torita, casiterita y circón; además, la moscovita puede ser reemplazada por lepidolita, y puede aparecer elbaíta (verdelita).

Comúnmente se encuentran distintos núcleos con alargamientos irregulares.

Los cuerpos de reemplazamiento forman vetas de granulometría media y con mineralogía similar a la zona intermedia. Los fenómenos de reemplazamiento por albita (sacaroidea o clevelandítica) son frecuentes, y ocasionalmente lo son por microclina, cuarzo y moscovita. Los minerales accesorios más comunes en estas unidades son: berilo rosa (muy rico en Cs), tantalita (muy rica en Mn), microlita, tapiolita, wodginita (con herzenbergita), casiterita, uraninita, lepidolita (ésta, en la zona más externa de cristales zonados de moscovita).

En los bordes de estos cuerpos comúnmente aparece la elbaíta zonal; generalmente la espodumena está ausente y, cuando aparece, se encuentra alterada a cookeíta, moscovita y arcillas. También son muy comunes minerales de la serie ambligonita-montebrazita, granate (tipo espesartina), circón, casiterita, fluorita, löllingita, con inclusiones de antimonio y bismuto nativos, y una gran variedad de sulfuros, apatito mangánico azul, triplita, trifilita-litiofilita y beusita. Junto a las cavidades miarolíticas puede aparecer el topacio, fosfatos de la asociación Ca-Mg-Fe-Li, que forman así una alteración muy típica de los fosfatos, conocida como la secuencia ferriscklerita-heterosita-alluaudita.

Durante los estadios hidrotermales tardíos los fosfatos de Ca-Fe-Mn-Mg-Li se alteran, formando fosfatos secundarios, entre los que destacan vivianita, metavivianita, fosfosiderita, strengita, switzerita, laueíta, rockbridgeíta, jahnsita, strunzita, reddingita, huréaulita y fairfieldita. En cambio, los fosfatos pertenecientes a la asociación aluminica generalmente se alteran a morinita, viitaniemiíta, crandallita y eosforita.

En los estadios hidrotermales, el berilo se puede encontrar reemplazado por bertrandita, micas, feldespatos, arcillas, fluorita, cuarzo, hurlbutita, berilonita, herderita, vayrenynita,

moraesita y bityita.

Los sulfuros de Sb y Bi se alteran formando óxidos característicos como senarmonita, valentinita, estibiconita y quermesita.

1.2.7.3.9. Pegmatitas de elementos raros de tipo albita-espodumena

Este tipo de pegmatita representa el ejemplo más común de las pegmatitas ricas en litio; difiere del subtipo de pegmatita de espodumena en que sus diques son de composición y textura homogénea. Clásicos ejemplos de estas pegmatitas se han descrito en los EE.UU. en los depósitos de Kings Mountain, Carolina del Norte (Kunasz, 1982) y en Peg Claims, Maine (Sundelius, 1963) y algunas pegmatitas de la región de Seinäjoki, Finlandia (Hannu, 2001).

La zona de borde mayoritariamente está compuesta por cuarzo y moscovita y, ocasionalmente, berilo y fosfatos de la asociación Fe-Mn-Li, chorlo, apatito y granate. El contacto entre esta zona y la de pared está marcado por el predominio de albita, cuarzo y moscovita, así como pequeñas cantidades de feldespato potásico y espodumena y, ocasionalmente, casiterita (Heinrich, 1964; Kunasz, 1982).

La zona intermedia, que constituye el 90% del volumen de los cuerpos pegmatíticos, se compone de feldespato potásico y espodumena, con albita y ocasionalmente cuarzo, aunque muy raramente puede aparecer la moscovita.

La ausencia del núcleo de cuarzo es generalizado; y cuando está presente, aparece en las partes centrales de los diques en forma de bolsas de cuarzo, en ocasiones con grandes cristales de feldespato potásico.

El relleno de las fracturas está compuesto por minerales de grano fino idénticos a la asociación de minerales presente en la zona intermedia, aunque en ella pueden aparecer concentraciones elevadas de casiterita, tantalita reemplazada por microlita, circón y xenotima. Además, se ha citado en algunas pegmatitas la presencia de bajas

concentraciones de lepidolita (Heinrich, 1964).

1.2.7.3.10. Pegmatitas de elementos raros de tipo albita

Un buen ejemplo de este tipo de pegmatitas lo constituyen las pegmatitas más externas de los campos pegmatíticos de los Pirineos en Cataluña (Alfonso 1995, Alfonso et al., 1995; Malló et al., 1995). También en el campo pegmatítico El Totoral, en las Sierras Pamperas, Argentina (Galliski y Èerný, 2006). La descripción de este tipo la basaremos fundamentalmente en las pegmatitas de Cataluña, donde hay una diferenciación zonal, aunque hay que destacar que existen otros campos pegmatíticos con diques homogéneos, como los de la región de Hegshan en la China o del Sureste de Manitoba (Èerný, 1989 b).

La zona de borde está compuesta por cuarzo y moscovita, aunque en la zona de exocontacto ocasionalmente puede estar presente la turmalinización (chorlo-dravita), grafito y apatito. La zona de pared está constituida por moscovita y cuarzo. El rutilo rico en Ta frecuentemente aparece en forma de pequeños granos diseminados, y el circón también es muy común.

Las zonas intermedias están constituidas principalmente por albita, cuarzo y moscovita, y como accesorios son comunes circón, berilo, términos ricos en Ta de la serie columbita-tantalita, fosfatos primarios de la asociación Fe-Mn-Ca-Li (montebrasita-ambligonita, trifilita-litiofilita o grafitonita-beusita) y fosfatos aluminicos (wylleíta y lazulita). Generalmente los fosfatos presentan cristales con tamaños gigantesco.

El núcleo está compuesto exclusivamente por cuarzo, aunque en sus márgenes, por lo general, se puede desarrollar grandes cristales de ambligonita-montebrasita, trifilita, sarcópsido, grafitonita-beusita, wylleíta y lazulita, chorlo y berilo.

Las mineralizaciones en vetas suelen estar compuestas por cuarzo-moscovita y fosfatos. Por lo general, las primeras presentan amplia variedad de minerales metálicos como casiterita, circón o hafnón, incluso miembros muy ricos en Ta de la serie columbita-tantalita, ixiolita, tapiolita, microlita y rynersonita. Comúnmente las vetas de fosfatos

presentan una mineralogía compleja, donde destacan los fosfatos aluminicos anhidros (berlinita, wyllieíta), que frecuentemente suelen ser reemplazados por asociaciones de fosfatos aluminicos hidratados y otros con Li y Be (montebrasita en fisuras, pobre en F, herderita, berilonita, trolleíta, lazulita-escorzalita, brasilianita, augelita, goyazita-crandallita, goedkenita, lacroixita, bjarebyíta, palemoíta-bertossaíta).

Los datos de estabilidad de la trolleíta-berlinita son criterios termobarométricos (Bass y Sclar, 1970). Hay que destacar que las pegmatitas pirenaicas se caracterizan por tener grafito en esferulitos. Además, las vetas pueden estar mineralizadas por gahnita (reemplazada por nigerita) y crisoberilo (en ocasiones reemplazado por berilo). Las paragénesis con nigerita fueron citadas en otros tipos de pegmatitas por Kloosterman (1974) y por Bruke et al. (1977), siendo atribuidas a sobresaturación de Al durante la desilicificación de la pegmatita.

La alteración supergénica es especialmente productiva en nuevos minerales en el caso de los fosfatos, dando lugar a fases hidratadas con Ca-Fe-Mn, producto de la alteración de los fosfatos primarios y de los metasomáticos.

1.2.7.4. PEGMATITAS MIAROLÍTICAS

Las pegmatitas de la clase miarolítica se generan en niveles de emplazamiento desde pocas profundidades a subvolcánicos, pero en ocasiones se encuentran incluidas en granitoides. Esta clase de pegmatitas ha sido reconocido en varias regiones del centro intrusivo de Lake George, batolito de Pikes, Colorado (Simmons et al., 1986), en los depósitos de Volynia, Ucrania (Lazarenko et al., 1973), los depósitos de Burgas, Bulgaria (Stanisheva-Vassieleva et al., 1982) y las pegmatitas asociadas al granito de Baveno, Italia (Aurischio et al., 2001).

La descripción siguiente está basada fundamentalmente en diferentes afloramientos de pegmatitas del batolito de Pikes Peak y las pegmatitas del centro intrusivo Lake George. En las cavidades

miarolíticas (pockets), las pegmatitas del distrito de Himalaya en California contienen minerales de calidad gemológica, y se explotan a menudo para minerales de colección. La zona de borde, por lo general, es una zona aplítica muy fina, caracterizada por un enriquecimiento de plagioclasa sódica. La zona de pared presenta escaso bandeamiento, con el muro enriquecido por albita, y hacia el techo por feldespato potásico más cuarzo y algo de biotita.

La zona intermedia está constituida predominantemente por intercrecimientos de microclina gráfica más cuarzo, y raramente biotita o zinnwaldita.

Las cavidades miarolíticas, por lo general, se encuentran en las partes centrales de las pegmatitas. Las paredes están formadas por feldespato potásico, albita y cuarzo, aunque muy raramente aparecen placas de moscovita. Como accesorios se encuentran minerales con cristales bien formados, como berilo, topacio, circón, xenotima, monacita, ilmenita, casiterita, columbita-tantalita, estibiocolumbita-estibiotantalita, pirocloromicrolita, torita y tapiolita. Entre los minerales más tardíos dentro de las cavidades miarolíticas se puede citar el apatito, fenaquita, bertrandita, bastnäsita, barita, fluorita, barilita, galena, pirita, hematites, calcita, siderita y rodocrosita. Los minerales que cristalizan dentro de las cavidades comúnmente se encuentran corroídos. El cuarzo y la fluorita rellenan las fracturas y rupturas posteriores a la formación de las cavidades miarolíticas.

Las asociaciones hidrotermales tardías dan lugar a recubrimientos de sanidina sobre los cristales de feldespato potásico, epidota, clorita, así como hematites (en ocasiones reemplazados por siderita y posiblemente goethita).

Aparece además una alteración supergénica caracterizada por un amplio predominio de óxidos de Fe y Mn, entre los que destacan goethita, hematites, pirolusita, hollandita, psilomelana, todorokita y fases amorfas; muy raramente hay cerusita.

Frecuentemente los espacios vacíos de las cavidades se encuentran rellenos por arcillas (montmorillonita, nontronita), incluyendo óxidos hidratados de Fe-Mn y micas.

1.4. METODOLOGÍA

En este capítulo se presenta en forma sintética toda la metodología utilizada para la realización del trabajo.

1.4.1. CARTOGRAFÍA Y MUESTREO

La cartografía fue obtenida a partir de combinar el trabajo de campo y el estudio sobre imagen de satélite, usando el programa Google Earth versión libre.

El trabajo de campo se realizó en base a itinerarios diseñados a manera de perfiles, paralelos entre sí, que cortaban perpendicularmente a la estructura. En total, las campañas de campo tuvieron una duración de 30 días.

En las pegmatitas más significativas, que se definieron como típicas de cada grupo, se realizó una cartografía detallada de las mismas, a fin de facilitar un muestreo detallado más representativo. Se complementó el muestreo del campo con otras muestras representativas de cada tipo de pegmatita, cuando las condiciones y accesibilidad lo han hecho posible. En total, se han tomado más de 500 muestras.

1.4.2. MÉTODOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA MINERALOGÍA

1.4.2.1. Microscopía óptica de luz transmitida y reflejada

Las muestras fueron sistemáticamente cortadas en varias lajas, a fin de poder escoger en cada muestra las zonas con texturas representativas mejor expuestas. A partir de estas selección (unas 200 muestras) se obtuvieron láminas delgadas pulidas. Estas láminas se utilizaron para el estudio textural y

mineralógico en lámina delgada mediante microscopía óptica de luz transmitida (minerales transparentes) y microscopía óptica de luz reflejada (principalmente, minerales opacos).

1.4.2.2. Microscopio electrónico de barrido

Para caracterizar los minerales, muchos de ellos poco comunes y de pequeño tamaño, en una primera fase se obtuvo análisis puntuales cualitativos a partir de imágenes de electrones retrodispersados o secundarios en el microscopio electrónico de barrido equipado con analizador de energías.

Para este análisis se utilizó el equipo Cambridge Stereoscan-120. Este equipo dispone de un analizador de energías tipo EDS, compuesto por un cristal de Si (Li), con una ventana de Be, repartidos por LINK.

Estos análisis cualitativos se realizaron en el laboratorio de Serveis Científic-Tècnics de la Universidad de Barcelona. A partir de este método se analizaron los elementos detectados en las muestras y que posteriormente fueron cuantificados por microsonda electrónica. Este método fue muy útil en la caracterización de los minerales de Nb-Ta, ya que éstos muestran zonación muy desarrollada.

Las imágenes de electrones secundarios (BSE) fueron de vital importancia, ya que éstas constituyen una guía importante a la hora de localizar los puntos durante la realización de análisis cuantitativos por microsonda electrónica.

Las condiciones rutinarias de trabajo fueron de 15 keV; en caso de minerales con elementos de alto número atómico, como Pb, Bi, U y Th, se utilizó un voltaje más elevado con el objetivo de excitar todas sus líneas, incluidas las L o K.

1.4.2.3. Difractometría de rayos X

La difracción de polvo de rayos X es una de las técnicas más utilizadas para identificar minerales. Los análisis por difracción de rayos X fueron realizados en el laboratorio de Serveis Científico-Tècnics de la Universidad de Barcelona

1.4.2.4. Microsonda electrónica

Los análisis por microsonda electrónica de los silicatos (anfíboles, feldespatos, granates, berilo, turmalina), zircón, apatito, fosfatos férricos, fosfatos alumínicos, óxidos de Nb-Ta, casiterita, pirocloro, han sido efectuados en los Serveis Científico-Tècnics de la Universidad de Barcelona, utilizando una microsonda electrónica CAMECA SX50, con cuatro espectrómetros dispersivos en longitud de onda (WDS) (con la asistencia del analista Dr. Xavier Llovet).

Algunas muestras con fosfatos férricos fueron analizadas por microsonda electrónica en la Universidad Paul Sabatier de Toulouse (por el analista Dr. De Parseval, con el apoyo del Dr. Prof. F. Fontan), utilizando una microsonda CAMECA SX-100.

Para cada elemento, las calibraciones fueran hechas con patrones de minerales y óxidos. Las condiciones de análisis para cada grupo de minerales fundamentales, como silicatos, zircón, apatito, fosfatos férricos, fosfatos alumínicos, óxidos de Na-Ta, casiterita, y pirocloro, están detalladas en las tablas del anexo 1.4.1, 1.4.2, 1.4.3, 1.4.4, 1.4.5, 1.4.6, 1.4.7, 1.4.8 y 1.4.9.

Para cada grupo de minerales, ejemplos de los errores estadísticos y límites de detección asociados a los análisis se detallan en las mismas tablas. La corrección del efecto de matriz se realizó mediante el método PAP, con el programa XMAS de la casa SAMx (Francia).

Por otra parte, hay que comentar, en cuanto al valor de error relativo en %, que cuando más cerca se esté del límite de detección de un elemento mayor será el error; en cambio, cuando la concentración es mayor que el límite de detección el error relativo es

bajo, y cada vez más bajo a medida que las concentración del elemento estén lejos de los valores del límite de detección.

Anfíboles: en total se analizaron 3 muestras de anfíboles, una en dioritas y en las rocas encajantes de pegmatitas de tipo III y IV. En las dioritas en un cristal se ha analizado 20 puntos en total; un cristal con 4 puntos en total en la roca encajante anfíbolítico de la pegmatita tipo II, y finalmente un 1 cristal con 13 puntos en total en la roca encajante anfíbolítica. Los elementos analizados son Si, Al, Ti, Mg, Mn, Ca, Na, K y las condiciones de análisis para este mineral se muestran en el anexo en la Tabla 1.4.1.

Biotita: se analizaron 10 muestras de biotita, en granitoides y rocas encajante como sigue a continuación: diorita un cristal con 10 puntos en total; 6 cristales de biotitas en 6 muestras de granodioritas con 66 puntos en total. Leucomonzogranito, se analizó un cristal en una muestra con 8 puntos en total, tres cristales en 3 muestras de leucogranito sienítico con 35 puntos en total; cinco cristales en 5 muestras de roca de esquistos encajantes de las pegmatitas de tipo II con 31 puntos en total. Los elementos analizados son Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, F. Las condiciones de análisis se especifican en el anexo, en la Tabla 1.4.1.

Feldespatos: en granitoides se analizaron 2 cristales en dos muestras de dioritas con 12 puntos en total; 2 cristales en dos muestras de tonalita con 16 puntos en total; 4 cristales en 4 muestras de granodioritas con 36 puntos en total. Un cristal en una muestra de leucomonzogranitos con 12 puntos en total y 1 cristal de una muestra de leucogranito sienítico con 11 puntos en total.

Se analizó en un cristal y una muestra de la segunda zona intermedia de la pegmatita de tipo I con 13 puntos en total.

Se han hecho análisis de dos cristales en dos muestras con 12 puntos en total, de la zona de borde de las pegmatitas de tipo II, 1 cristal en 4 muestras con 47 puntos en total, de la primera zona intermedia, 5 cristales en 5

muestras de la segunda zona intermedia con 20 puntos en total.

En las pegmatitas de tipo III, se efectuaron análisis de un cristal en una muestra de la primera zona intermedia, con 4 puntos en total, y un cristal de la tercera zona intermedia, con 9 puntos en total.

En la pegmatita de tipo IV (AA), se realizó un análisis de un cristal de la zona de borde con 9 puntos en total; un cristal de la primera zona intermedia con 13 puntos en total; dos cristales de una muestra de la segunda zona intermedia con 11 puntos en total y finalmente 1 cristal de una muestra de la tercera zona intermedia con 11 puntos en total respectivamente.

En la pegmatita de tipo IV (BB), se analizó un cristal de la segunda zona intermedia con 3 puntos en total.

En cambio, en la pegmatita de tipo IV (CC), se analizaron un cristal en una muestra de la zona de borde, con 6 puntos en total, un cristal de la primera zona intermedia con 4 puntos en total, dos cristales de dos muestras de la segunda zona intermedia con 4 puntos en total y, finalmente, dos cristales de dos muestras de la tercera zona intermedia con 6 puntos en total respectivamente.

Finalmente en las pegmatitas de tipo V se analizaron dos cristales de dos muestras de la zona de borde con 7 puntos en total; dos cristales de dos muestra de la primera zona intermedia con 13 puntos en total, 2 cristales de la segunda zona intermedia con 13 puntos en total y, por último, un cristal de una muestra de la tercera zona intermedia con 9 puntos en total. Los elementos analizados son P, Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Rb, Cs y las condiciones y parámetros de análisis de los feldespatos se muestran en la Tabla 1.4.1.

Moscovita: se efectuaron análisis en 2 cristales de dos muestras de leucomonzogranitos, con 10 puntos en total; 1 cristal de una muestra de leucogranito sienítico, con 13 puntos en total.

En las pegmatitas de tipo I se han hecho análisis de 4 cristales de 4 muestras con 23 puntos en total de la primera zona intermedia y 2 cristales y dos muestras con 12 puntos en total de la segunda zona intermedia.

En las pegmatitas de tipo II, se analizaron 7 cristales en 7 muestras de la primera zona intermedia, con 52 puntos en total y 5 cristales de 5 muestras de la segunda zona intermedia, con 21 puntos en total.

En las pegmatitas de tipo III, se efectuaron análisis en 1 cristal de una muestra de la primera zona intermedia, con 10 puntos en total, 1 cristal de una muestra de la segunda zona intermedia, con 9 puntos en total y 1 cristal de una muestra de la tercera zona intermedia, con 8 puntos en total.

En la pegmatita de tipo IV (A), se analizó 1 cristal en una muestra de la zona de borde, con 9 puntos en total; 5 cristales en 5 muestras de la primera zona intermedia, con 36 puntos en total; 13 cristales en 13 muestras de la segunda intermedia, con 79 puntos en total, y un cristal de la tercera zona intermedia, con 11 puntos en total.

En la pegmatita de tipo IV (B), se realizaron análisis en un cristal de la segunda zona intermedia, con 10 puntos en total.

En la pegmatita de tipo IV (C), se analizó un cristal de la primera zona intermedia, con 4 puntos en total, y 1 cristal de una muestra de la segunda zona intermedia, con 4 puntos en total.

En la pegmatita de tipo IV (D), se analizó un cristal de la segunda zona intermedia con 7 puntos en total.

En la pegmatita de tipo V se analizaron dos cristales de 2 muestras de la primera zona intermedia con 13 puntos en total; se analizaron también dos cristales de dos muestras de la tercera zona intermedia, con 13 puntos en total, y finalmente un cristal en una muestra de lepidolita, con 9 puntos en total.

Los elementos analizados son P, Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Rb, Cs, F, Cl; las condiciones y parámetros de análisis se muestran en el anexo, en la Tabla 1.4.1.

Lepidolita: se realizó análisis de un cristal de la tercera zona intermedia de la pegmatita de tipo V, con 9 puntos. Los elementos analizados son P, Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, Rb, Cs, F, Cl; las condiciones y parámetros de análisis se observan en el anexo, en la Tabla 1.4.1.

Grupo de la turmalina: se han hecho análisis de turmalinas procedentes de diferentes zonas de las pegmatitas de tipo I, con dos cristales de 2 muestras de la primera zona intermedia (con 30 puntos en total) y un perfil en un cristal zonado de una muestra de la segunda zona intermedia (34 puntos en total).

En la pegmatita de tipo II, se analizaron dos cristales de dos muestras de la primera zona intermedia (31 puntos en total) y dos cristales en dos muestras de la segunda zona intermedia, con 48 puntos en total respectivamente.

En la pegmatita de tipo III se efectuaron análisis de dos cristales de una muestra de la primera zona intermedia, con 23 puntos en total, más un cristal de la segunda zona intermedia, con 10 puntos en total, y finalmente un cristal zonado de la tercera zona intermedia, con 46 puntos en total.

En las pegmatitas de tipo IV (A), se analizó un cristal de la zona de borde con 45 puntos en total; un cristal de la primera zona intermedia, dos cristales de dos muestras de la segunda zona intermedia, con 30 puntos en total; dos cristales de dos muestras de la segunda zona intermedia, con 72 puntos en total, 1 cristal correspondiente a la tercera zona intermedia (28 puntos) y, finalmente, un cristal de una muestra correspondiente a las vetas de reemplazamiento tardío con 29 puntos.

En la pegmatita de tipo IV (B) se realizaron análisis en un cristal de la zona de borde, con 37 puntos en total, así como en un cristal correspondiente a una muestra de la segunda zona intermedia (27 puntos).

En la pegmatita de tipo IV (C), se analizó un cristal de la zona de borde, con 8 puntos en total, y un cristal de la primera zona intermedia, con 12 puntos en total.

En la pegmatita de tipo IV (D), se efectuaron análisis en un cristal de la primera zona intermedia con 24 puntos en total.

Los elementos analizados en la turmalina son P, Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, F, Cl, y las condiciones y parámetros de análisis se recogen en el anexo en el anexo, en la tabla 1.4.1.

Grupo de los granates: se efectuaron análisis en los granitoides, con dos cristales en dos muestras de granodioritas con 15 puntos en total; dos cristales en dos muestras correspondientes a leucomonzogranitos, con 27 puntos en total, y finalmente se analizó dos cristales en dos muestras de leucogranito sienítico, con 21 puntos en total.

En las pegmatitas de tipo I se analizaron dos cristales en dos muestras de la primera zona intermedia, con 50 puntos en total.

En las pegmatitas de tipo II se efectuaron análisis en cinco cristales en cinco muestras de la zona de borde, con 40 puntos en total, y un cristal de la segunda zona intermedia, con 10 puntos en total.

En pegmatitas de tipo III se analizó un cristal de la segunda zona intermedia con 9 puntos en total.

En la pegmatita de tipo IV (A), se efectuaron análisis de un cristal en una muestra de la zona de borde, con 12 puntos en total. En cambio, en la pegmatita de tipo IV (D), se analizó un cristal de una muestra correspondiente a la segunda zona intermedia, con 14 puntos en total.

En la pegmatita de tipo V se analizó un cristal de la zona de borde con 10 puntos en total.

Los elementos analizados en los granates son P, Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Cr, Na, K, y las condiciones y parámetros de análisis se muestran en el anexo, en la tabla 1.4.1.

Circón: se han hecho análisis en granitoides y en pegmatitas como sigue: en la tonalita se analizó 2 cristales en dos muestras con 8 puntos en total; en granodioritas se efectuaron análisis en 5 cristales de 5 muestras con 40 puntos en total; en leucogranitos sieníticos se analizó dos cristales en dos muestras con 18 puntos en total.

En las pegmatitas de tipo I, se analizó un cristal de la primera zona intermedia, con 4 puntos en total.

En pegmatitas de tipo II, se han hecho análisis de un cristal de la primera zona intermedia, con 8 puntos en total, y de un cristal de la segunda zona intermedia, con 7 puntos en total.

En pegmatitas de tipo III, se analizó un cristal correspondiente a la primera zona intermedia, con 2 puntos en total; un cristal de una muestra correspondiente a la segunda zona intermedia, con 7 puntos en total; así como un cristal correspondiente a la muestra de la tercera zona intermedia, con 14 puntos en total respectivamente.

En pegmatitas de tipo IV (A), se efectuaron análisis en un cristal de una muestra del exocontacto de la pegmatita (14 puntos en total), un cristal de la primera zona intermedia, con 3 puntos en total, y dos cristales en dos muestras de la segunda zona intermedia, con 27 puntos en total.

En la pegmatita de tipo V se analizó un cristal de una muestra correspondiente a la zona de borde, con 14 puntos en total, y finalmente dos cristales en dos muestras de la tercera zona intermedia, con 14 puntos en total. Los elementos analizados en circón son Si, Ti, Zr, Hf, Th, Al, Y, U, Ca y Fe. Las condiciones y parámetros de análisis se ilustran en la tabla 1.4.2.

Espodumena: se efectuaron análisis en 3 cristales de la tercera zona intermedia de la pegmatita de tipo V, con un total de 30 puntos. Los elementos analizados son P, Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, y K. Las condiciones y parámetros de análisis se observan en el anexo, en la tabla 1.4.1.

Berilo, en las pegmatitas de tipo I se analizó un cristal de la segunda zona intermedia, en el cual se ha hecho un perfil con 42 puntos en total.

En las pegmatitas de tipo II, se realizó análisis en un cristal de la primera zona intermedia con 11 puntos en total.

En la pegmatita tipo IV (A), se efectuó análisis en un cristal de la primera zona intermedia a partir de un perfil de 37 puntos, y en la tercera zona intermedia se analizó un cristal con un perfil de 33 puntos en total.

Pegmatita tipo IV (B), se analizó en un cristal de la primera zona intermedia, 8 puntos en total.

Pegmatita tipo IV (C), se efectuaron análisis en dos cristales de dos muestras de la

primera zona intermedia con 16 puntos en total, un cristal de la segunda zona intermedia con 12 puntos en total y finalmente se analizó 10 puntos en total en un cristal de la tercera zona intermedia. Los elementos analizados en berilo son Si, Al, Ti, Fe³⁺, Mg, Mn, Ca, Na, K, Rb, Cs y Be. Las condiciones y parámetros de análisis se muestran en el anexo, en la tabla 1.4.1.

Apatito: en los granitoides se ha hecho análisis en un cristal de apatito en una tonalita con 5 puntos en total; en granodioritas se analizó un cristal de una granodiorita con 6 puntos en total y en leucogranitos sieníticos se realizaron análisis en dos cristales de dos muestras con total de 10 puntos.

En las pegmatitas de tipo II se analizaron dos cristales, uno de una muestra de la primera zona intermedia, con 8 puntos en total, y otro cristal de una muestra correspondiente a la segunda zona intermedia con 8 puntos en total.

En la pegmatita de tipo III se realizó análisis de 9 puntos en un cristal de la tercera zona intermedia.

En la pegmatita de tipo IV (A) se efectuaron análisis en un cristal de la zona de borde (7 puntos), seguida con un análisis de un cristal correspondiente a la primera zona intermedia, con 16 puntos, y finalmente se analizaron 4 puntos en un cristal de la segunda intermedia.

En la pegmatita de tipo V se analizaron dos cristales en dos muestras de la primera zona intermedia, con un total de 6 puntos, y finalmente se procedió al análisis de un cristal de una muestra correspondiente a la segunda zona intermedia, con 31 puntos en total.

Los elementos analizados en los apatitos son, P, Si, Fe, Mg, Mn, Ca, La, Ce, Nd, Eu, Gd, Sm, Sr, Na, K, F y Cl. Las condiciones y parámetros de análisis se ilustran en el anexo, en la tabla 1.4.4.

Ferrisicklerita: se han hecho análisis en las pegmatitas de tipo IV (A), IV (B) y IV (C).

En la pegmatita de tipo IV (A), se analizó 1 cristal de la primera zona intermedia (2 puntos) y doce cristales en 12 muestras de la segunda zona intermedia con un total de 73 puntos.

En la pegmatita de tipo IV (B), se efectuó análisis de un cristal de la segunda zona intermedia (14 puntos).

En la pegmatita de tipo IV (C), se realizaron análisis en dos cristales en dos muestras de la segunda intermedia, con 10 puntos en total.

Los elementos analizados son Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Mn y Fe. Las condiciones y parámetros de análisis se muestran en la tabla 1.4.3 a.

Heterosita: también se han realizado análisis en las pegmatitas de tipo IV.

En la pegmatita de tipo IV (A) se analizó un cristal de la primera zona intermedia (5 puntos), y en la segunda zona intermedia se analizaron 7 cristales en 7 muestras, con un total de 35 puntos.

En la pegmatita de tipo IV (B), se efectuaron análisis en un cristal de la segunda zona intermedia (14 puntos).

En la pegmatita de tipo IV (C), se realizaron análisis en dos cristales de dos muestras de la primera zona intermedia, con un total de 12 puntos, y finalmente se analizó dos cristales de la segunda zona intermedia con 18 puntos en total.

Los elementos analizados son Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Mn, Fe, F y Cl. Las condiciones y parámetros de análisis se muestran en el anexo, en la tabla 1.4.3 b.

Montebrasita: se analizó en las pegmatitas de tipo IV (AA) y IV (CC).

En la pegmatita de tipo IV (A), se efectuaron análisis en un cristal de la primera intermedia, con total de 9 puntos y finalmente se analizaron cuatro cristales de cuatro muestras de la segunda zona intermedia con 44 puntos en total.

En la pegmatita de tipo IV (C), en esta pegmatita se analizó un cristal de la primera zona intermedia, con un total de 8 puntos, mientras que en la segunda zona intermedia se hicieron análisis en dos cristales de dos muestras de la segunda zona intermedia, con 16 puntos en total.

Los elementos analizados son Na, Mg, Al,

Si, P, K, Ca, Mn, Fe, F y Cl. Las condiciones y parámetros de análisis se resumen en el anexo en la tabla 1.4.3 c.

Amblygonita: se realizaron análisis de un cristal de la segunda intermedia, de la pegmatita de tipo V, con un total de 20 puntos respectivamente. Los elementos analizados son Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Mn, Fe, F y Cl. Las condiciones y parámetros de análisis se ilustran en la Tabla, 1.4.3 c.

Rutilo: se analizaron en tres cristales de tres muestras de las pegmatitas de tipo IV, con 5 puntos en total. Los elementos analizados son W^{6+} , Nb, Ta, Ti, Sn^{4+} , U^{4+} , Y^{3+} , Mg, Mn^{2+} y Fe^{3+} . Las condiciones y parámetros de análisis se resumen en la tabla 1.4.5b.

Casiterita, a nivel del campo se analizaron 7 cristales en 7 muestras, dos muestras correspondiente a pegmatitas de tipo IV(AA), con un total de 8 puntos y cinco cristales en cinco muestras de las pegmatitas de tipo V con un total 14 puntos en total. Los elementos analizados son Mg, Ti, Mn, Fe, Y, Nb, Ta, W y Sb. Las condiciones y parámetros de análisis se resumen en la tabla 1.4.5a.

Grupo de la columbita: se efectuaron análisis en 18 cristales de 18 muestras de las pegmatitas de tipo II, III, IV y V, como sigue a continuación.

En las pegmatitas de tipo II se analizó un cristal (5 puntos); en pegmatitas de tipo III, se efectuaron análisis de un cristal con 13 puntos; en las pegmatitas de tipo IV, se realizaron análisis en nueve cristales de nueve muestras con un total de 24 puntos; y finalmente en las pegmatitas de tipo V, se analizaron tres cristales de tres muestras con 7 puntos en total. Los elementos analizados son, W^{6+} , Nb, Ta, Ti, Sn^{4+} , U^{4+} , Y^{3+} , Sb^{3+} Mg, Mn^{2+} Fe^{2+} y Pb^{2+} .

Las condiciones y parámetros de análisis se muestran en la tabla 1.4.5b.

Estibiotantalita: se analizaron en tres cristales en tres muestras de las pegmatitas de

tipo IV, con un total de 7 puntos.

Los elementos analizados han sido W^{6+} , Nb, Ta, Ti, Sn^{4+} , U^{4+} , Y^{3+} , Sb^{3+} , Mg, Mn^{2+} , Fe^{2+} y Pb^{2+} .

Las condiciones y parámetros de análisis se resumen en la tabla 1.4.5c.

Pirocloro: se analizó en un cristal de la pegmatita de tipo III, con 5 puntos en total. Los elementos analizados son W^{6+} , Nb, Ta, Ti, Sn^{4+} , U^{4+} , Sc^{3+} , Y^{3+} , Sb^{3+} , Bi^{3+} , Ca, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Sr, Ba, Pb^{2+} , Na, K y F.

Las condiciones y parámetros de análisis se muestran en la tabla 1.4.5d.

1.4.3. ANALISIS QUÍMICOS DE ROCA TOTAL

1.4.4.1. Fluorescencia de rayos X

Las muestras de granitoides, feldespatos y micas, fueron separadas manualmente ya que el tamaño de los cristales era suficientemente grande. Luego fueron sometidos a un ataque con ácido oxálico y, posteriormente, fueron lavados con agua destilada para garantizar la limpieza de todas las microimpurezas posibles.

Una vez limpiados, los granitos fueron triturados en un mortero de ágata, y los feldespatos y micas mediante trituradora de mandíbulas y molino de aros de wolframio del Laboratorio de la Universidad de Zaragoza.

En total, con esta técnica fueron analizadas 18 muestras de granitoides, 69 muestras de feldespatos y 57 muestras de micas.

Los análisis químicos de elementos mayoritarios de los granitoides fueron realizados por perla, y los mayores de feldespatos y micas mediante pastillas, analizados por Fluorescencia de Rayos X (WDXRF) en un espectrómetro secuencial automatizado PHILIPS PW1480 instalado en los laboratorios del ½Servicio de Análisis de Minerales y Rocas½ de la Universidad del País Vasco.

El espectrómetro está equipado con un tubo de Sc–Mo, cristales analizadores LiF 200, LiF 220, GE, PE y el multicapa PX1, en

atmósfera de vacío, y un cambiador automático de treinta posiciones. Para calibrar las líneas analíticas por regresión se han usado más de 40 patrones internacionales (Certified Reference Materials, CRM's) y se aplicaron factores de corrección para evitar el efecto matriz.

El límite de detección cuantitativo para los elementos mayores es 0,1% y 0,01% para el hierro y para los elementos trazas es de 1-5 ppm, y 20 ppm para el Ba.

Se analizaron como elementos mayores Si, Al, Fe, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, K, P; como elementos trazas se analizaron As, Ba, Co, Cr, Cs, Cu, F, Nb, Pb, Rb, S, Sn, Sr, V, Y, Zn, Zr, La, Ga, W, Hf, Nd y Ce.

1.4.4.2. ICP-MS

Los granitoides, feldespatos y micas, fueron analizados el laboratorio ACME LAB en Vancouver (Canadá), por el método de ICP-MS, previa digestión de 4 ácidos, a partir de una cantidad de 0,25g. El límite de detección se muestra en la tabla 1 de ICP-MS.

En total se analizaron 19 muestras de granitoides, 119 muestras de feldespatos y 63 de micas. Los elementos analizados y los límites de detección se ilustran en la tabla 1 de ICP-MS del anexo.

Las muestras de micas con Li superior a 2000 ppm fueron analizadas por ICP-MS por el método ICP-ES, por digestión de 4 ácidos en caliente, para disolver 0,5g de silicatos. El límite de detección inferior es de 0,5 ppm.

1.4.5. INCLUSIONES FLUIDAS

1.4.5.1. Metodología y muestreo

Se prepararon diversas láminas delgadas, doblemente pulidas, en muestras de cuarzo, espodumena, ambligonita y turmalina procedentes de las pegmatitas de espodumena de tipo V.

En primer lugar, se realizó el estudio petrográfico de las láminas con la descripción

de las inclusiones presentes.

Posteriormente se realizaron las medidas microtermométricas en una platina calentable-enfriable Linkan T600 en el Laboratorio de inclusiones fluidas, LIFS, del Departament de Geoquímica, Petrología y Prospecció Geològica de la Universitat de Barcelona.

En el caso de minerales con exfoliación se realizaron primero las medidas a alta temperatura y, en segundo lugar, los enfriamientos, mientras que en el cuarzo se procedió del modo contrario.

Los valores registrados son: temperatura de primera fusión o eutéctica (Te), temperatura de fusión del hielo (Tm), temperatura de fusión del clatrato (Tcl) y temperatura de homogenización (Th).

Las isocoras se han calculado mediante el programa de Bakker (2003).

1.4.5.2. Microsonda Raman

Las mediciones para determinar la fase de volátil se utilizó la espectroscopía Raman en los Serveis Científic-Tècnics de la Universidad de Barcelona. El espectrómetro utilizado fue un Yobin-Tbon multicanal, la potencia fue de 2 watts, la $\lambda = 5,14\text{cm}$

¹ y el tiempo de contaje es de 200s para el CO₂.

1.4.6. ISOTOPOS

1.4.6.1. Sm-Nd

Los análisis de Sm–Nd se realizaron en el Laboratorio de Geocronología de la Universidade de Brasilia, en roca total en 3 muestras de granodioritas y tonalitas, 1 muestra de diorita, 1 muestra de leucomonzogranito y 1 de leucogranito sienítico, con el método de Goia y Pimentel (2000).

1.4.6.2. U-Pb

Los análisis isotópicos fueron llevados a cabo en el Laboratorio de Geocronología de la Universidade de Brasília, utilizando un espectrómetro de masa multicolector Finigamm MAT-262 equipado con un multiplicador de electrones secundarios.

Los blancos de Pb al momento de realizarse los análisis fueron mejores que 20 pg.

Los programas PBDAT (Ludwig, 1999) e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001) se usaron para la reducción de los datos y cálculo de las edades. Los errores para las relaciones isotópicas son de 2ó.

2.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona objeto de estudio se sitúa al suroeste de Angola, en la provincia de Namibe, al NE de la capital de la provincia, Namibe (antigua Moçamedes en época colonial portuguesa; figura 2..11).



Figura 2.1.1. Situación geográfica de la zona estudiada en Angola.

La mayor parte del campo pegmatítico queda comprendida en un cuadrilátero cuyos límites hemos establecido al noroeste por el pueblo de Vipongo y al noreste por el cerro de Mahongo, definidos respectivamente por las coordenadas geográficas $12^{\circ}20'30''$ y $15^{\circ}04'30''$; al suroeste y sureste los vértices respectivos tienen por coordenadas $12^{\circ}20'30''$ y $15^{\circ}04'30''$ (véase mapa topográfico 1:100.000 del Servicio Geográfico de Angola, 1975).

Esta área abarca más de 400 km^2 , y el inicio de la zona de estudio dista unos 75 Km. al nordeste de la ciudad de Namibe. El acceso puede ser efectuado en época seca por una pista accesible mediante vehículo todoterreno, que cruza toda la zona en dirección aproximada E-W. La pista arranca de la carretera asfaltada que comunica las ciudades de Namibe y Lubango (la capital de la provincia de Huila. El resto de caminos se hallan en mal estado y son muy difícilmente transitables por cualquier tipo de vehículo.

La zona queda comprendida en la cuenca del río Giraúl en el Desierto de Namibe (figura 2.1.2). Este río en realidad es torrencial (figura 2.3, 2.14), pues sólo tiene agua en la época de fuertes lluvias (generalmente, hacia diciembre-marzo), quedando seco el resto del año. Cruza la zona en dirección aproximada E-W, aunque con un trazado muy sinuoso, y desemboca en el océano Atlántico a 3 km al N de la ciudad de Namibe. Su cuenca hidrográfica es alimentada por torrentes también sinuosos, de trazado aproximado según la dirección N-S.

El relieve es suave, y está muy condicionado por el substrato. Las zonas con afloramientos de materiales precámbricos dan relieves en forma de colinas suaves de poca altura (menos de 100 m), muy erosionadas en sus flancos (figura 2.1.5, 2.1.6, 2.1.7, 2.1.8). En cambio, las zonas con materiales sedimentarios de la cobertera mesozoica y terciaria generan relieves en cuesta o tabulares, con amplias superficies estructurales.

La zona forma parte del desierto de Namibe, que en la parte estudiada es principalmente pedregoso (figura 2.1.9) excepto en la parte más occidental, donde hay desierto con dunas (figura 2.1.10), y está desprovisto casi totalmente de vegetación. No existen poblaciones ni arbolado, aunque localmente se desarrollan plantas espinosas, que suministran alimento a una reducida variedad de antílopes (figura 2.1.11).



Figura 2.1.3. Vista panorámica del valle del río Giraúl, encajado en materiales metamórficos del Precámbrico, tomada desde el centro de la zona de estudio. Nótese que el fondo está seco.



Figura 2.1.4. Vista del valle del río Giraúl desde el lecho del río, encajado en materiales metamórficos del Precámbrico. El lecho, seco excepto en época de lluvias, es arenoso.



Figura 2.1.5. Vista general de la zona de estudio, con los afloramientos de materiales del Precámbrico al fondo. Estos materiales generan colinas redondeadas, de colores oscuros. Nótese la superficie de peneplanización terciaria. El contacto con la penillanura inferior es por falla.



Figura 2.1.6. Aspecto típico de la parte alta de los cerros de materiales del Precámbrico, con colinas redondeadas y desierto pedregoso, con vegetación arbustiva muy escasa.



Figura 2.1.7. Zona de cabecera de torrentes en la parte alta de los cerros, sobre la penillanura; en primer plano, la pista que corta la zona de estudio.



Figura 2.1.8. Aspecto típico de los cerros de materiales del Precámbrico, con superficies redondeadas, en las que localmente hay relieves diferenciales debido a la existencia de litologías más resistentes a la meteorización.



Figura 2.1.9. Vista general de la parte central de la zona estudiada; en primer plano, la pista a la mina. A destacar la ausencia casi completa de vegetación, con escasos arbustos.



Figura 2.1.10. Relieves tabulares y cerros testigo (al fondo de la imagen) generados por materiales sedimentarios del Terciario marino, en el límite occidental de la zona de estudio.



Figura 2.1.11. Desierto arenoso en el límite occidental de la zona de estudio, cerca de la costa Atlántica, desarrollado sobre materiales del Terciario marino.

2.2. INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA DE AFRICA

2.2.1.- INTRODUCCIÓN

La geología del continente africano ha sido muy debatida, ya que constituye uno de los elementos clave para entender las hipótesis pasadas y actuales sobre la deriva continental, pero además comprende clásicos escenarios de áreas de cratonización con posterior fallamiento en rifts, que tienen asociadas importantes intrusiones de rocas alcalinas, kimberlíticas y carbonatíticas, que tienen asociados importantes tipos de yacimientos minerales. Por otra parte, en los terrenos africanos se encuentran rocas con edades que abrazan desde el Arcaico (incluyendo algunas de las rocas más antiguas conocidas) hasta el reciente, constituyendo un amplio y extensivo registro de la historia de la corteza terrestre.

La mayor parte de afloramientos del continente africano están en áreas cratónicas, constituidas por rocas precámbricas y arcaicas, si bien buena parte de estos materiales están recubiertos por una cobertera, generalmente de rocas paleozoicas, mesozoicas o cenozoicas (figura 2.2.2; Key, 1992). No obstante, a partir de datos geofísicos y cartográficos se ha podido extrapolar en varias zonas la tipología de los materiales del basamento que subyace bajo estas coberteras, de modo que se ha podido extrapolar la extensión de los cratones bajo la cobertera. Así pues, el basamento cristalino de África está compuesto de rocas metasedimentarias, metaígneas e ígneas cuya edad varía desde el Paleoarcaico hasta el Cenozoico (Schlüter, 2006).

En el basamento cristalino precámbrico pueden diferenciarse, a grandes rasgos, núcleos arcaicos compuestos por cinturones de rocas verdes (*greenstone belts*) y zonas granítico-gneísicas; estos núcleos, a su vez, están rodeados de provincias orogénicas del Proterozoico, conocidas como cinturones

móviles (*mobile belts*). Entre los núcleos arcaicos cabe citar los siguientes (Clifford, 1970):

- ❖ *Núcleo de Transvaal*
- ❖ *Núcleo de Zimbabwe*
- ❖ *Núcleo de Zambia*
- ❖ *Núcleo de Dodoma- Nianza*
- ❖ *Núcleo de Kassai*
- ❖ *Núcleo de Gabón- Camerún*
- ❖ *Núcleo de Serra Leona-Costa de Marfil*
- ❖ *Núcleo de Mauritania.*

A partir de estos núcleos, la cratonización del continente africano ha sido progresiva, de modo que se han reconocido, a grandes rasgos, al menos siete ciclos orogénicos de gran escala, que desde el más antiguo hasta el más reciente son los siguientes (Clifford, 1970):

- * Orogenia de 3500-3000 m.a.
- * Orogenia Shamvaiana (2800-2500 m.a.);
- * Orogenia Limpopo-Liberiana:
- * Orogenia Eburneana y episodio Huabianiano (1850±250 m.a.);
- * Orogenia Kibaraniana (1100 ± 200 m.a.);
- * Orogenia Damaraniana o Pan-Africana (750 ± 100 m.a.);
- * Orogenias del Paleozoico Medio y Neo-Mesozoico (Acadiense y Hercínica) del noroeste de África y del Cinturón Plegado del Cabo;
- * Orogenia Alpina de las Montañas del Atlas.

A la hora de reconstruir la historia geológica de la mayoría de estas áreas, cabe recordar que los procesos tectónicos en las zonas de escudos Precámbricos muestran una evolución de la corteza primitiva muy diferente a la experimentada en los tiempos posteriores, por lo que en gran medida no pueden ser interpretados en base a los clásicos ambientes

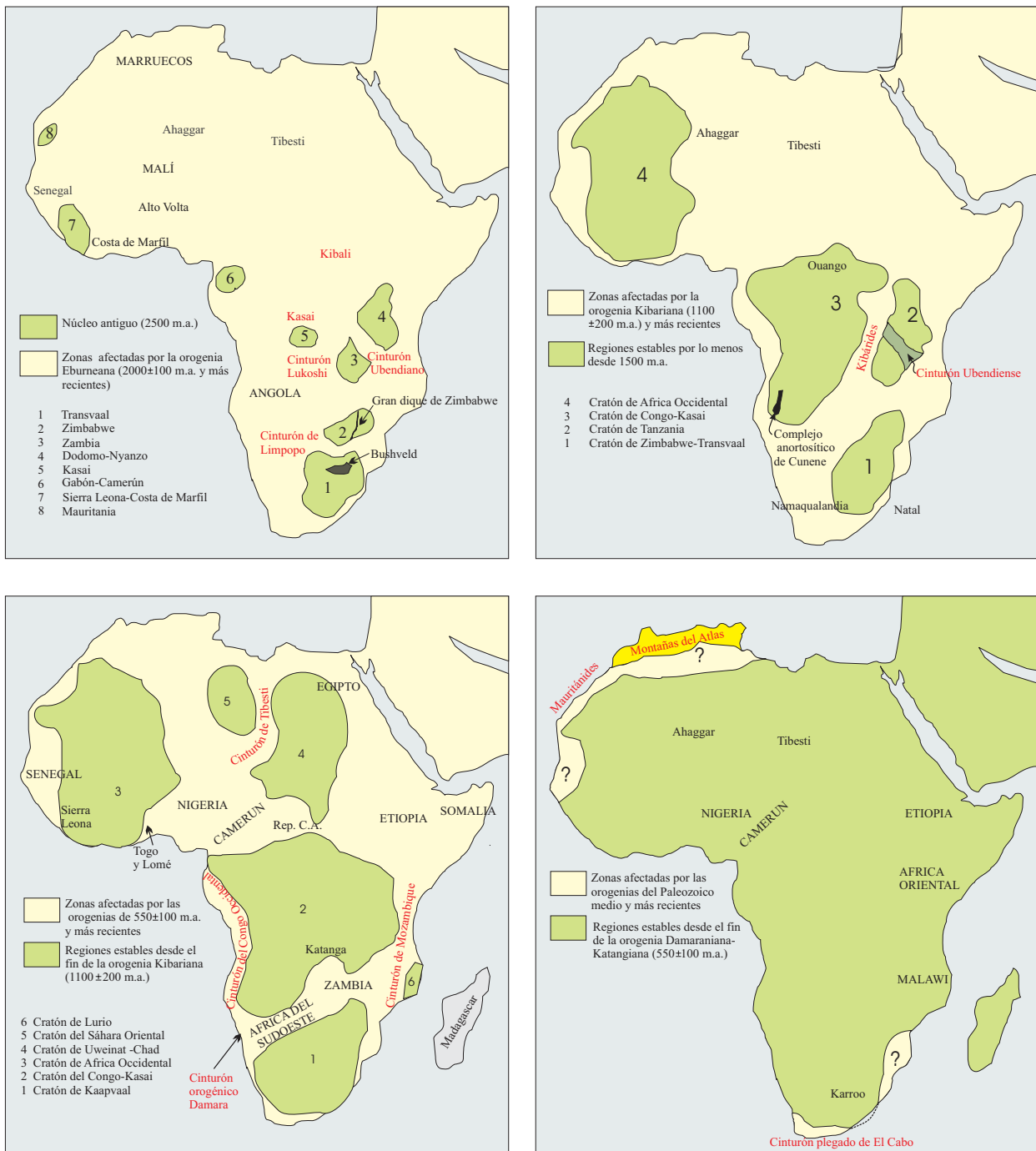


Figura 2.2.2. Gráfico en que, de forma simplificada, se muestra la cratonización progresiva del continente africano, basado en gráficos de Clifford (1970) y Key (1992). Adviértase el aumento de la extensión de las zonas estables a lo largo del Precámbrico. Este gráfico es sólo orientativo, pues cabe tener en cuenta que en este mapa se muestra la extensión de los cratones en función de la geografía actual. La paleogeografía del continente africano, de todos modos, debe ser completada en función de la distribución de otros cratones (malgache y americanos), en particular durante los episodios de configuración de la Pangea.

los cuales a lo largo del Precámbrico se fueron constituyendo por acreción cratones cada vez mayores, de modo que al final del Proterozoico el

cratón africano estaba ya plenamente constituido como tal (figura 2.2). Cabe tener en cuenta que este cratón estaba relacionado con los del Brasil.

La correlación de las zonas cratónicas africanas con las sudamericanas es un problema que no está resuelto en su totalidad, debido a la complejidad que supone la superposición de diferentes orogénias y los fenómenos ligados a la apertura del Atlántico.

De hecho, el continente africano como lo conocemos ahora es un elemento relativamente reciente, individualizado a partir del Jurásico. No obstante, sus diferentes cratones han ocupado a lo largo de la historia geológica posiciones paleogeográficas muy diferentes a las actuales. Todas estas variaciones deben ser enfocadas a la luz de la tectónica de placas, con las limitaciones anteriormente apuntadas.

2.2.2. GEOLOGÍA DE LOS NÚCLEOS CRATÓNICOS ARCAICOS (ARCONES)

Cabe destacar que la mayor parte de los núcleos cratónicos arcaicos africanos han sido afectados, por lo menos en sus márgenes, por orogénias del Proterozoico, por lo que hay muchos rasgos que pueden a veces quedar enmascarados. No obstante, a grandes rasgos (a excepción del Cinturón Limpopo y el cratón de Zimbabwe), los cratones están constituidos por cinturones de rocas verdes con bajo grado metamórfico, asociados a áreas de gneises con alto grado metamórfico y series graníticas (con migmatitas, y terminando generalmente con granitos anorogénicos ricos en K e intrusiones menores).

Las áreas graníticas y de rocas verdes del Precámbrico Inferior (núcleos antiguos) son las rocas más antiguas y conforman las partes más estables del Continente Africano. Los núcleos cratónicos más antiguos están formados por complejos graníticos con edades entre 3400-2400 m.a); los cinturones de rocas verdes fuertemente deformados afloran a su alrededor (Anhaeusser et al., 1969).

Basamento gneísico

Los greenstone belt a menudo se apoyan sobre materiales gneísicos de alto grado; en otros casos, los cinturones de rocas verdes quedan confinados entre este tipo de materiales.

Greenstone belts

Se trata de cinturones de series sedimentarias con abundantes manifestaciones de rocas volcánicas básicas, generalmente afectadas por metamorfismo en grado bajo, en la facies de los esquistos verdes.

En la mayor parte de cratones africanos (con excepción del de Kapvaal en Sudáfrica) se reconocen dos secuencias de *greenstone belts*. Sus características son las siguientes:

- Secuencia inferior (entre 3550 Ma-2050 Ma): en la base comprende típicamente rocas volcánicas básicas, con episodios muy ricos en Mg (komatiitas), aunque a veces aparecen potentes paquetes de andesitas; hacia techo estos materiales gradan a series esencialmente de grauvacas. Está muy bien representada en los cratones sudafricanos, en los cinturones de Barberton y Swazilandia. El origen de estos materiales parece radicar en la actividad de plumas mantélicas.

- * Secuencia superior (entre 2800 Ma y 2600 Ma): en la base comprende rocas volcánicas básicas (veces, con volcanismo bimodal o calcoalcalino), con rocas máficas o ultramáficas, con menor proporción de cherts y materiales volcánicos félsicos. La parte alta contiene rocas volcánicas calcoalcalinas, con composiciones desde ultramáficas a andesíticas e incluso félsicas; hay también tramos de grauvacas. Además, hay intercalaciones de BIF de tipo Algoma (con cherts magnético-hematíticos que gradan lateralmente a carbonatos y sulfuros). Hay además cantidades variables de mármoles, rocas calcosilicatadas, cuarcitas, rocas detríticas gruesas (arcosas, conglomerados), pizarras alumínicas, pizarras negras y epiclastitas.

Series graníticas e intrusiones tardías menores

Se reconocen dos episodios de granitización:

- Episodio primero (entre 3600-3100 Ma): comienza con la generación de migmatitas, a las que siguen granitoides calcoalcalinos sinorogénicos (desde tonalitas a trondjemitas), seguidos por episodios de granitos potásicos anorogénicos.

- Episodio segundo (entre 2950-2450 Ma): sigue una evolución similar a la anteriormente citada; las intrusiones de granitos anorogénicos marcan el fin del ciclo del Arcaico.

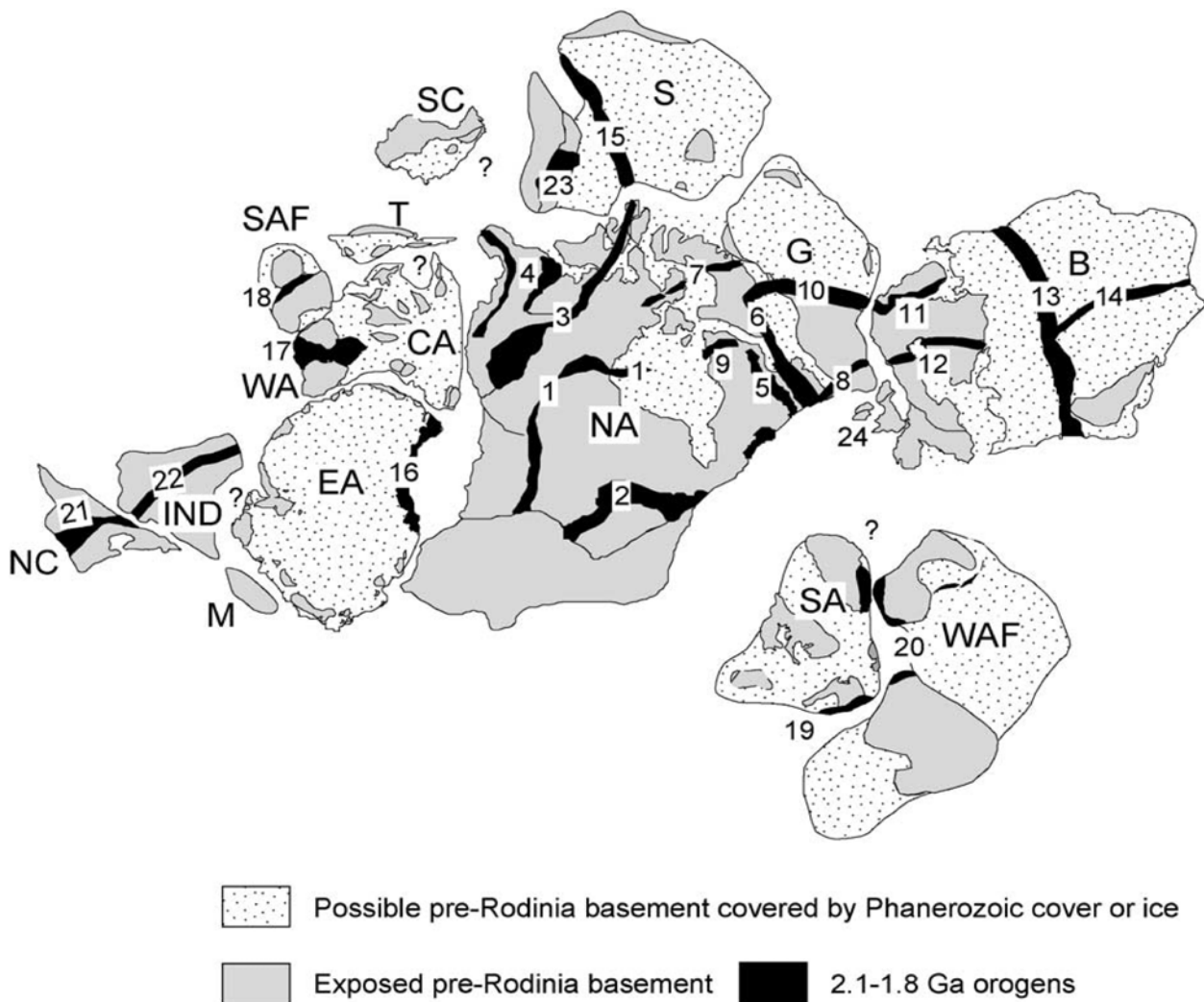


Figura 2.2.3. Reconstrucción del supercontinente Columbia. Símbolos: B-Báltica (incluyendo Europa del Este); CA-Australia Central; EA-Este de la Antártida; G-Groenlandia; IND-India; M-Madagascar; NA-Norteamérica; NC-Norte de China; S- Siberia; SA-Sudamérica; SAF-Sudáfrica; SC-Sur de China; T-Tarim; WA-Australia Occidental; WAF-Africa Occidental; 1-Orógeno Trans-Hudson; 2-Orógeno Penokean; 3-Orógeno Taltson-Thelon; 4-Orógeno Wopmay; 5-Orógeno New Quebec; 6-Orógeno Torngat; 7-Orógeno Foxe; 8-Orógeno Makkovik-Ketilidian; 9-Orógeno Ungava; 10-Orógeno Nugssugtoqidian; 11-Orógeno Kola-Karelia; 12-Orógeno Svecofénide; 13-Orógeno Volinia-Rusia Central; 14-Orógeno Pachelma; 15-Orógeno Akitkan; 16-Orógeno Transantártico; 17-Orógeno Capricornio; 18-Orógeno Limpopo; 19-Orógeno Transamazónico; 20-Orógeno Eburneano; 21-Orógeno Trans-Norte China; 22- Zona Tectónica India Central; 23-Orógeno de la Zona Central del Aldán; 24-Escocia. Según Zhao et al. (2002).

2.2.3. DESARROLLO DE BASAMENTO DEL PALEOPROTEROZOICO

Durante el Paleoproterozoico se realiza la cratonización de casi el 70% del continente africano, todavía muy fragmentado y aislado del supercontinente Rodinia (figura 2.3). Al comienzo del Proterozoico se registra un proceso de levantamiento regional a partir de basculamiento de bloques, que conlleva fenómenos

erosivos. Por ello, se desarrollan cuencas rellenas de materiales detríticos, tanto en el borde de los cratones como en cuencas internas. Estos materiales detríticos comprenden cuarcitas, pelitas, conglomerados y BIF, como en el Supergupo Luiza de África ecuatorial o el Grupo Oendolongo del sur de Angola.

Las secuencias entre 2.250-1950 Ma son similares a las de los greenstone belts, y tienen

afinidades ofiolíticas; son buenos ejemplos el Supergupo Birrimense en Ghana (alternancias de pizarras y grauvacas en la base, que pasan verticalmente a lavas principalmente básicas, con intrusivos; el conjunto alcanza hasta 15000 m de potencia), el Grupo Mporokoso del bloque Bangweulu (hasta 5000 m de potencia) y el Supergrupo Buganda-Toro en el este de África Ecuatorial. A su vez, la erosión del Grupo Birrimense produce el Grupo Tarkwaiense, compuesto por rocas detríticas depositadas dentro de grabens.

La migmatización es común en los bordes de los arcones. Por lo demás, en los principales orógenos se dan intrusiones graníticas, gradando desde granodioritas sintectónicas a granitos potásicos anorogénicos. No obstante, también en estadios iniciales se emplazó el gran macizo gabroico-anortosítico de Cunene en el S de Angola y N de Namibia, el mayor del mundo de su tipo. Otras intrusiones anorogénicas básicas son el gran dique de Zimbabwe y el Complejo estratificado de Bushveld en Sudáfrica.

La orogenia Eburneana es una de las principales de Africa, y según la zona afectada presenta diferentes estilos de deformación.

2.2.4. DESARROLLO DE BASAMENTO DEL MESOPROTEROZOICO

Durante el mesoproterozoico se reconocen dos principales orógenos: el cinturón Kibara y la provincia Namaqua en Sudáfrica; cabe señalar también otros cinturones como el de Zambesi o el de Mozambique.

El cinturón de Kibara contiene una secuencia de más de 10.000 m de potencia (principalmente, cuarcitas, con menor proporción de calizas y metabasitas), afectada por metamorfismo regional en grado principalmente bajo. Esta secuencia lleva depósitos estratoligados de metales-base. Hay intrusivos graníticos en varios estadios.

La provincia Namaqua es más variada; sobre un basamento gneísico se disponen series pelíticas intruidas por sills de rocas básicas; generalmente el metamorfismo es de grado mas alto. También se dan intrusiones tardías de granitos.

Hay evidencias de un basamento mesoproterozoico en grandes regiones de Mozambique, Malawi, Tanzania y Kenia.

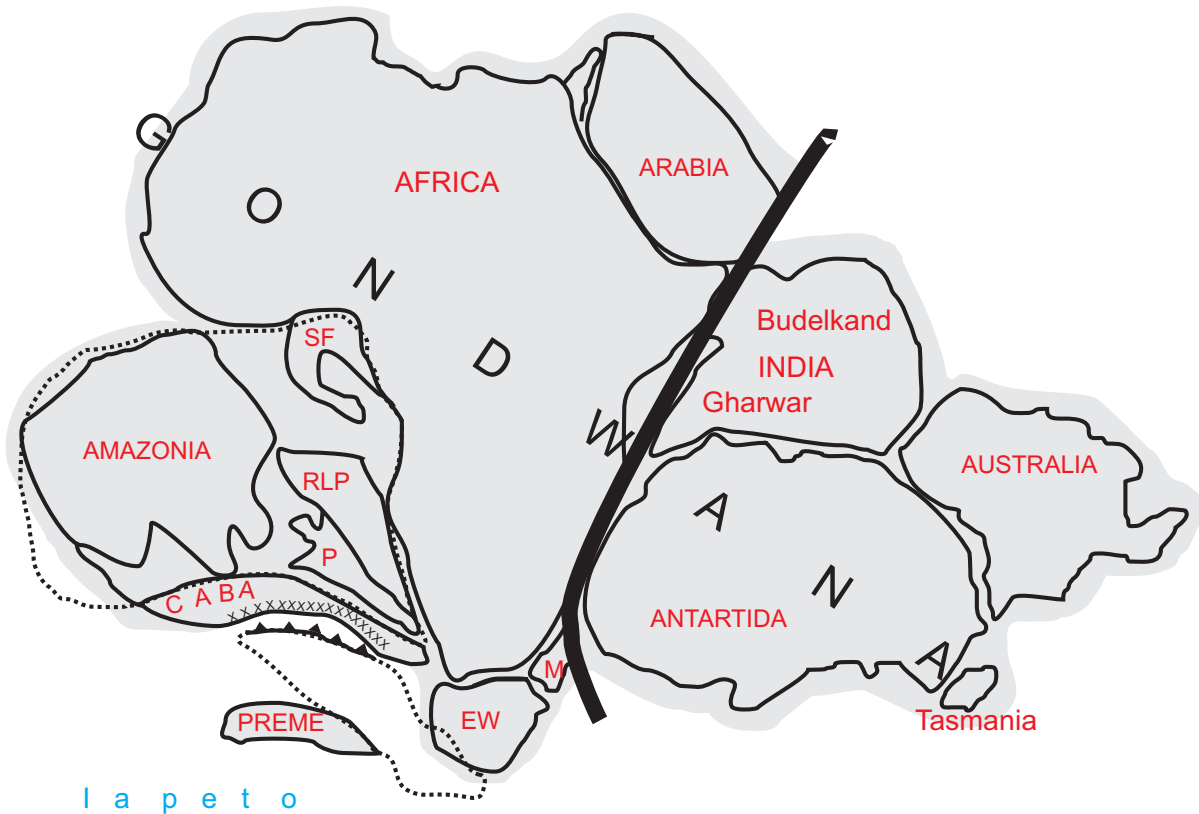
Se reconocen generalmente dos episodios tectonomagmáticos, en cada uno de los cuales las estructuras principales precoces son pliegues y cabalgamientos asociados a colisión continental; el metamorfismo asociado es de alto grado. Las deformaciones subsecuentes (post-colisionales) producen pliegues de segunda fase o bien zonas de cizalla de gran desplazamiento; el metamorfismo asociado acostumbra a ser de bajo grado, retrógrado.

2.2.5. DESARROLLO DE BASAMENTO DEL NEOPROTEROZOICO

Este estadio es también importante en la estructura de África, pues al final del mismo el continente ya estaba casi totalmente cratonizado. Actualmente se interpreta estos orógenos como ciclos de Wilson, con los siguientes estadios:

- Estadio de rifting intracontinental, que produce cuencas que se pueden colmar de sedimentos y rocas volcánicas. Entre las rocas sedimentarias, son muy importantes los materiales detríticos de tipo glacial, así como los estromatolíticos; a veces, el grado metamórfico de estos materiales es muy bajo. Las rocas volcánicas pueden constituir intercalaciones en las secuencias sedimentarias, o ser paquetes con composiciones alcalinas o calcoalcalinas de varios centenares de metros de potencia. En algunos casos, llega a producirse la rotura continental y la generación de corteza oceánica, dando lugar a potentes paquetes de basaltos y rocas básicas.

- Estadio de subducción y colisión continental inicial. En este estadio se producen apilamientos de cabalgamientos y emplazamiento de complejos ofiolíticos, como en el NW y NE de África. En este estadio puede darse magmatismo calcoalcalino, tanto intrusivo como extrusivo. Las rocas intrusivas pueden ser calcoalcalinas o alcalinas. Las calcoalcalinas son generalmente sinorogénicas o tardiorogénicas, y forman los principales batolitos. A veces contienen pegmatitas muy



PREME = Precordillera - Mejillonia
 CABA = Cuyania - Antofalla - Belén - Arequipa
 P = Pampia
 RLP = Río de La Plata
 SF = San Francisco
 EW = Elsworth = Whitmore
 M = Madagascar

□ Pannotia
 ■ Sweatina
 xxxx Arco magmático famatiniano
 ▲▲ Zona de subducción
 ■ Sutura de Mozambique

Figura 2.2.4. Origen del continente Gondwana e inicio del Ciclo Gondwaniano hacia los 500 Ma, con la desaparición de Pannotia. El cierre del orógeno de Mozambique implica la fusión de Pannotia y de Sweatina, este último es un proto-gondwana oriental formado con las cortezas precámbricas de India, Antártida Oriental y Australia (hipótesis SWEAT, Moores, 1991), tal vez también con Madagascar y Siberia. Aproximación de la microplaca Preme a las comarcas gondwánicas de los Andes centrales, con la formación del arco magmático famatiniano. Según Sureda y Omarini (1999).

desarrolladas, como en Mozambique o Namibia. Pueden darse procesos anatécnicos en bordes de cratones.

- Estadio de colisión continental, con desarrollo de zonas de cizalla y extensión del magmatismo. Las zonas de cizalla más importantes tienen dirección aproximada NE-SW.

- Estadio de enfriamiento y levantamiento postcolisional, en el marco del cual se

producen intrusiones de granitos alcalinos anorogénicos.

Un evento importante es la orogenia Panafricana a finales del Precámbrico, que determina un conjunto de colisiones continentales que conlleva que África quede en el centro del supercontinente denominado Gondwana a finales del Precámbrico, con otros subcontinentes soldados al este y al oeste (figura 2.2.4, 2.2.5 y 2.2.6).

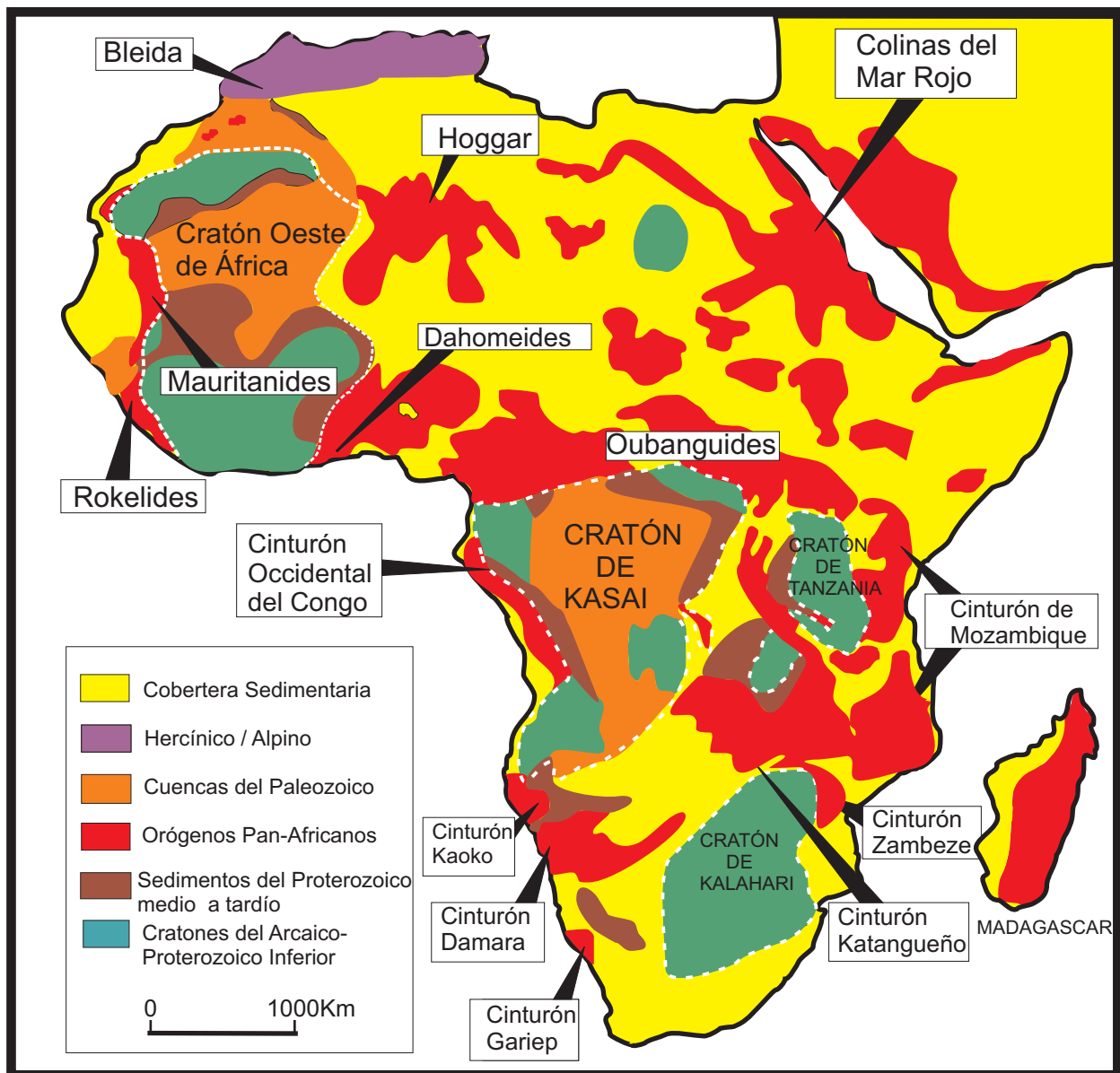


Figura 2.2.5. Distribución de los terrenos panafricanos, según Foster et al. (2001)

2.2.6. DESARROLLO FANEROZOICO

Rifting

Las fases póstumas de la orogenia Panafricana se prolongan hasta bien entrado el Paleozoico inferior, hasta hace aproximadamente unos 425 Ma, de modo que se registran numerosos episodios de magmatismo alcalino anorogénico de esta edad.

El metamorfismo asociado a estos procesos es de grado bajo, pero en cambio hay una intensa alteración epitermal en los orógenos.

Durante la mayor parte del Paleozoico, al NW de la costa africana se extiende el océano Iapetus, que se cierra durante el Devónico medio; las orogenias caledoniana y hercínica sueldan los continentes del hemisferio norte a los del hemisferio sur para dar un nuevo supercontinente, la Pangea (figura 2.2.5). En este estadio se generan principalmente magmas calcoalcalinos, aunque en los estadios iniciales de rift se den volúmenes importantes de lavas alcalinas. Nuevos estadios de rift producen durante el Triásico magmas básicos alcalinos, que marcan el inicio de la orogenia alpina, en el marco de la cual se edifican las montañas del Atlas en el extremo N de África.

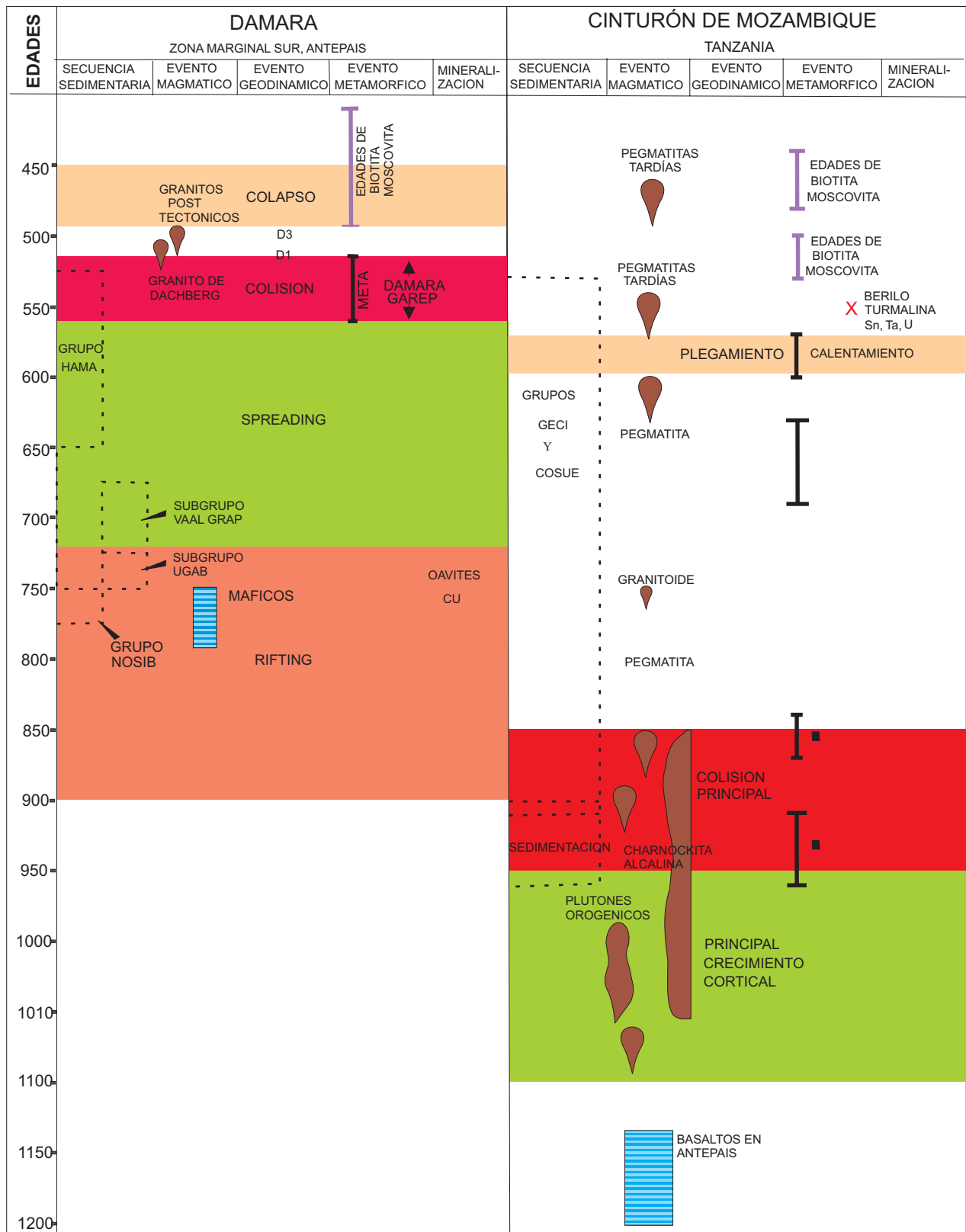


Figura 2.2.6. Esquema sintético con la distribución espacio-temporal en el continente africano de los principales eventos tectonomagmáticos asociados con la orogenia Panafricana de finales del Precámbrico. Nótese que el inicio y el final de la orogenia no es sincrónico en todas las zonas de África, y que algunos eventos póstumos se prolongan en algunas regiones hasta bien entrado el Paleozoico inferior. Adaptado de Foster et al. (2001).

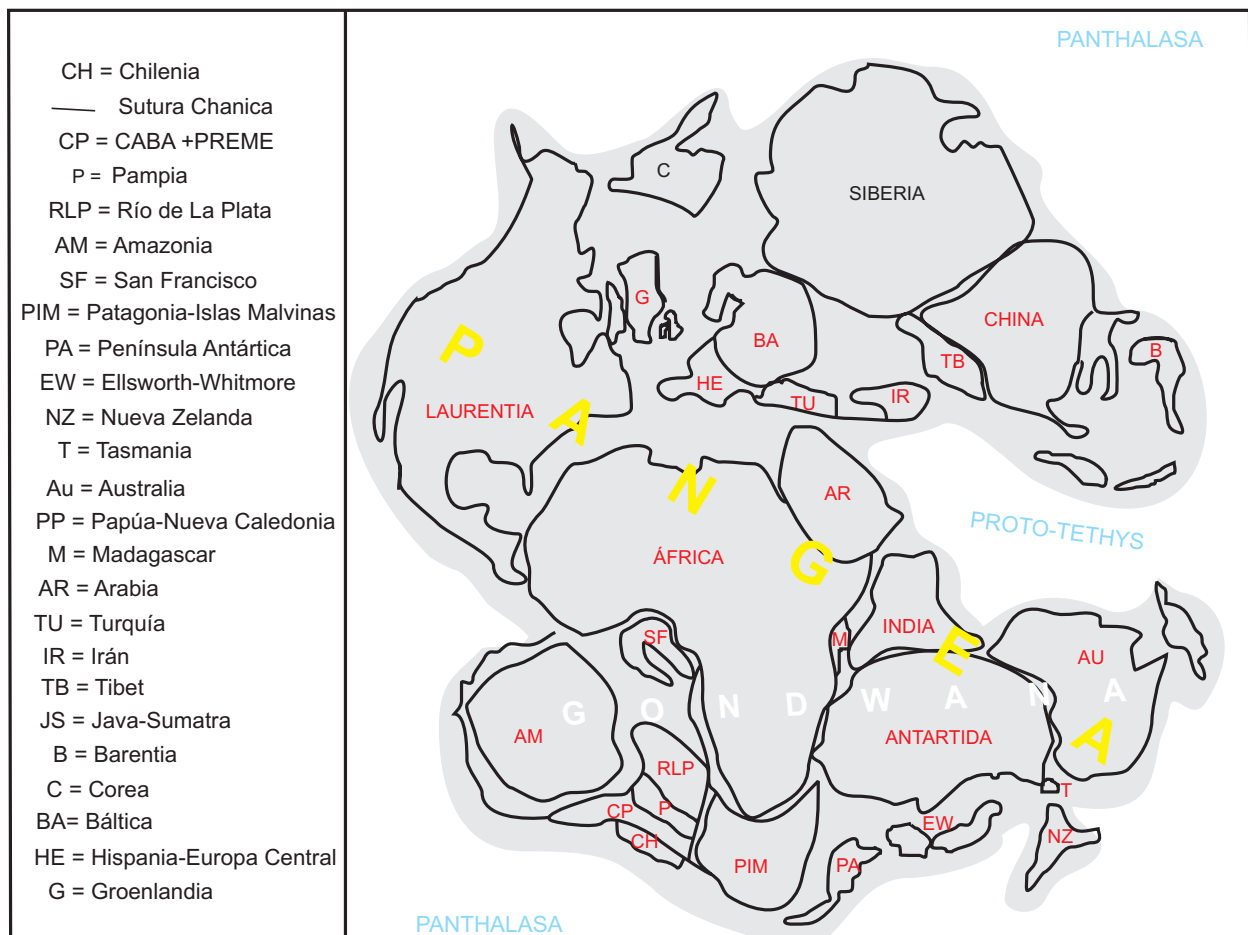


Figura 2.2.7. Tras la acreción de Chileña en el margen sudamericano del Gondwana se acelera la configuración del supercontinente neopaleozoico Pangea. La línea gruesa en negro marca la posición de la sutura chánica en la región andina de América del Sur. Según Sureda y Omarini (1999).

Así pues, África queda en una posición aún más interna que a finales del Precámbrico, posición en la que permanece hasta la ruptura de la Pangea durante el Jurásico-Cretácico. Por ello, las cuencas fanerozoicas deformadas quedan muy limitadas a los bordes de África, mientras que las cuencas interiores, de tipo continental, tienen relativamente escaso desarrollo y no están deformadas.

Durante el proceso de rotura del supercontinente de la Pangea (figura 2.7) durante un rift generalizado del Mesozoico, se generan magmas alcalinos especialmente en la zona del sistema de rift de África Oriental. Además de corteza oceánica, generada en el área Afar, se dan abundantes complejos anulares de granitoides alcalinos (típicamente emplazados en los cinturones móviles Neoproterozoicos) y diques básicos (confinados a áreas cratónicas

estables durante el Neoproterozoico), así como rocas volcánicas (figura 2.8).

En asociación con este magmatismo alcalino (a menudo subsaturado) pueden darse también en las zonas de rift importantes manifestaciones de carbonatitas y kimberlitas (figura 2.9), fuente de elementos raros y de diamantes, respectivamente, como es el caso de amplios sistemas de fosas tectónicas en el Congo, Angola y Sudáfrica, aunque también en otras regiones de África.

El rift en parte removiliza zonas de sutura del Precámbrico, o bien zonas de cizalla panafricanas. En los primeros estadios del rift la fracturación se propaga desde puntos triples; en estadios más tardíos, cuando las fracturas alcanzan corteza oceánica, estas fracturas se propagan en la misma como fallas transformantes.

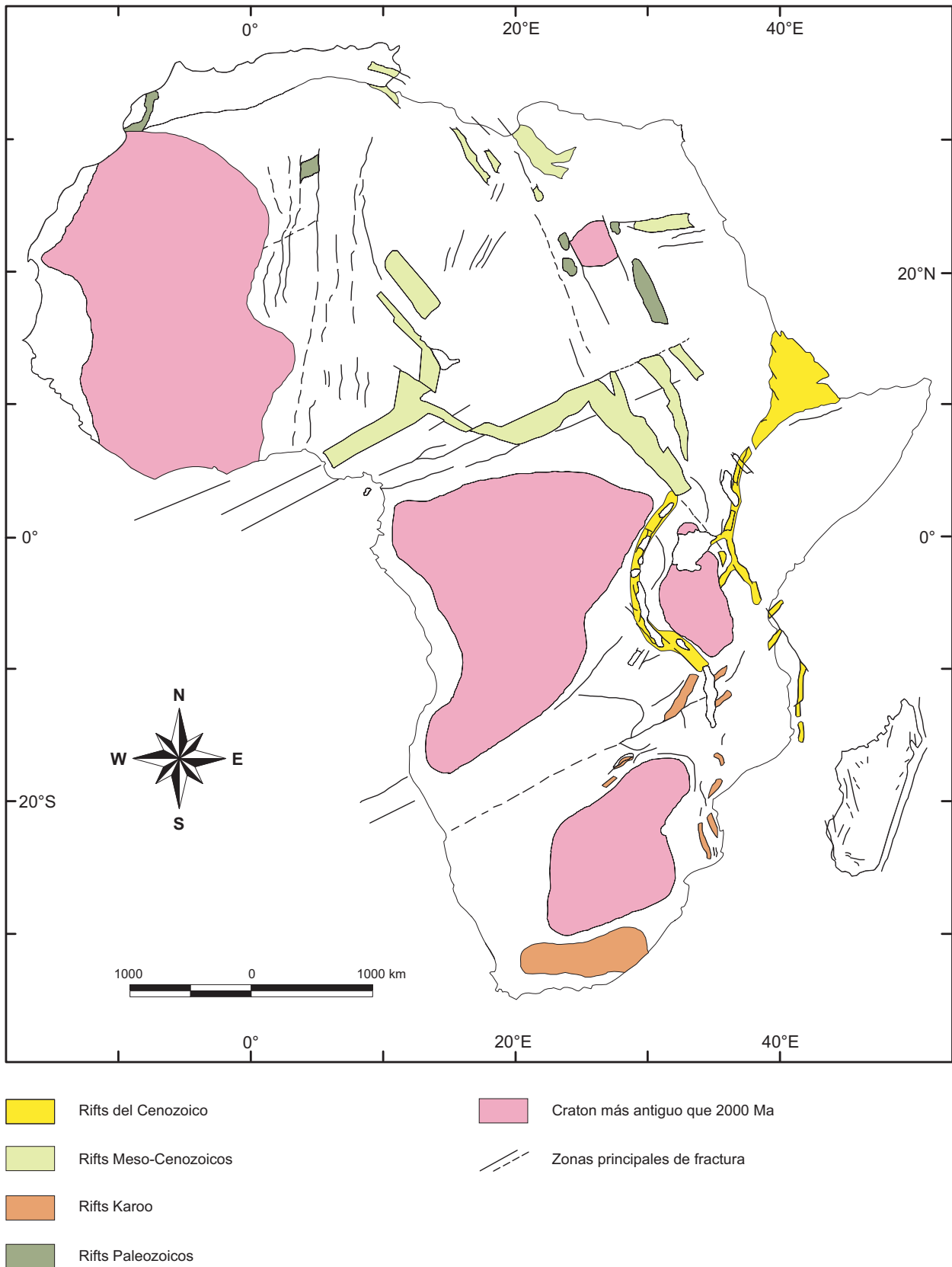


Figura 2.2.8. Distribución de los principales sistemas de rift de edad Fanerozoico (indicando sus edades) en el continente africano, en relación con la ubicación de los núcleos cratónicos más antiguos. Se indica también la dirección de los principales sistemas de fracturas. Nótese que la mayor parte de sistemas encajan en zonas de sutura de cratones, sugiriendo que las fallas reactivan zonas tectónicas más antiguas. Adaptado de Kampunzu y Popoff (1991).

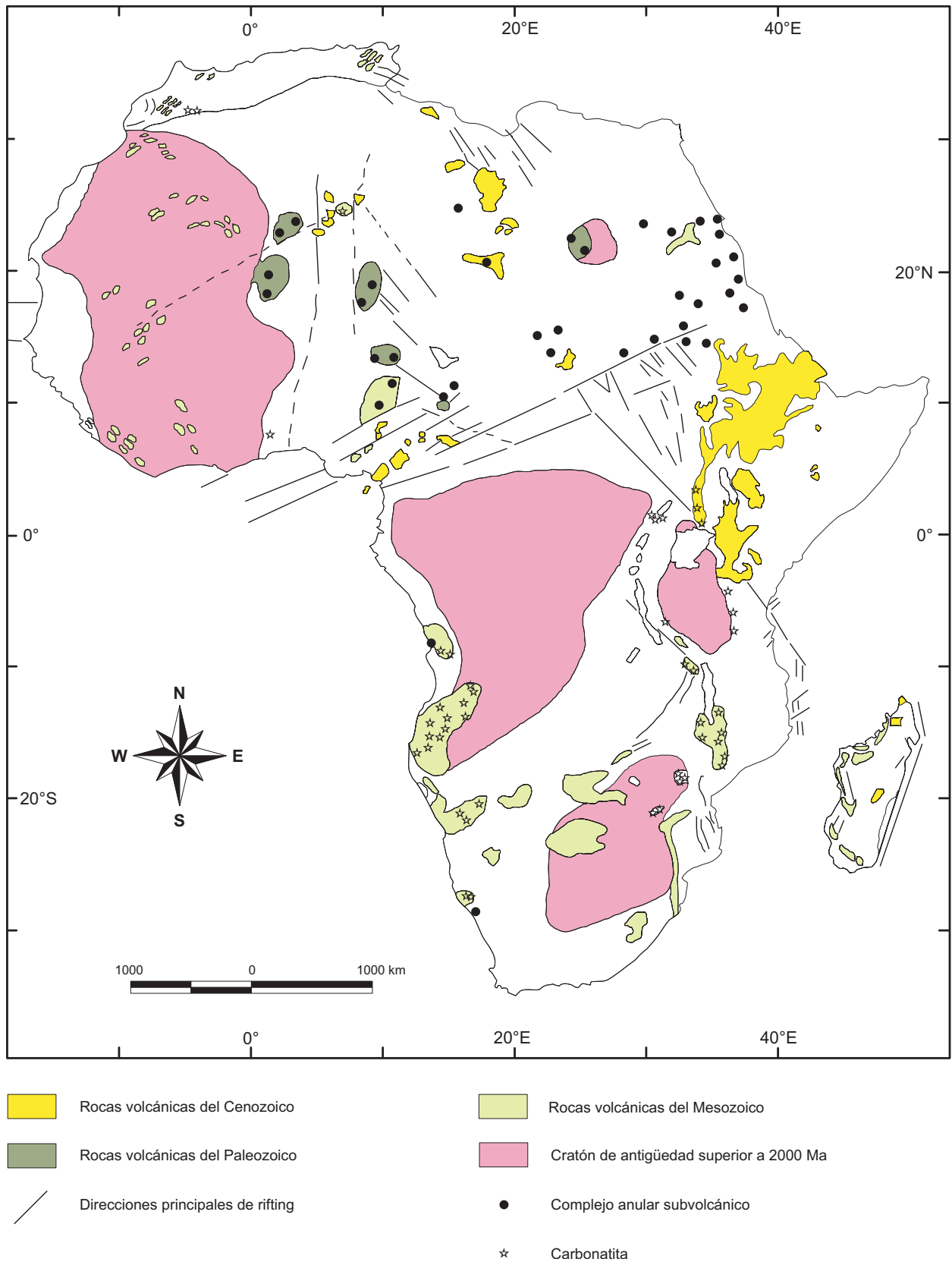


Figura 2.2.9. Distribución de los principales sistemas de rift de edad Fanerozoico (indicando sus edades) en el continente africano, en relación con la ubicación de los núcleos cratónicos más antiguos. Se indica también la dirección de los principales sistemas de fracturas. Nótese que la mayor parte de sistemas encajan en zonas de sutura de cratones, sugiriendo que las fallas reactivan zonas tectónicas más antiguas. Adaptado de Kampunzu y Popoff (1991).

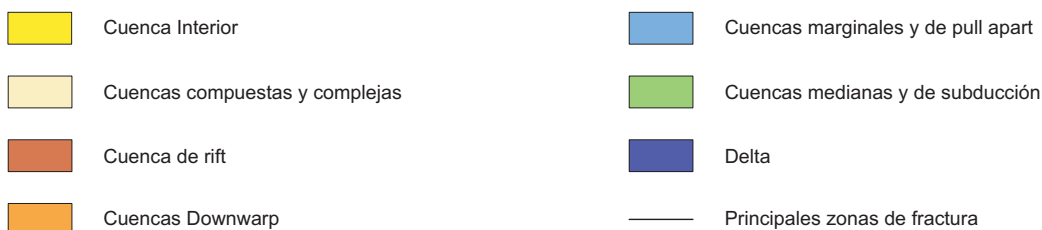
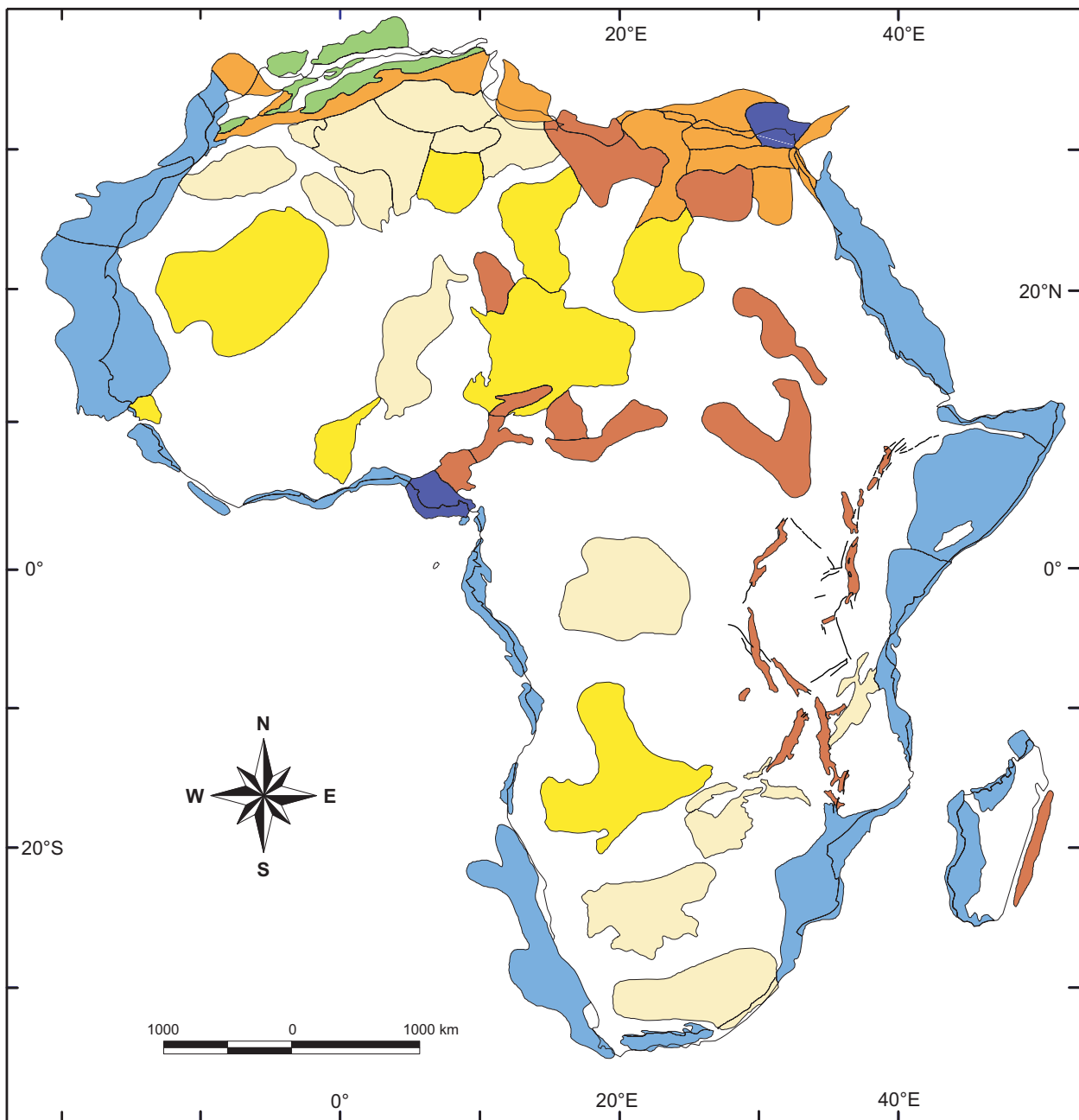
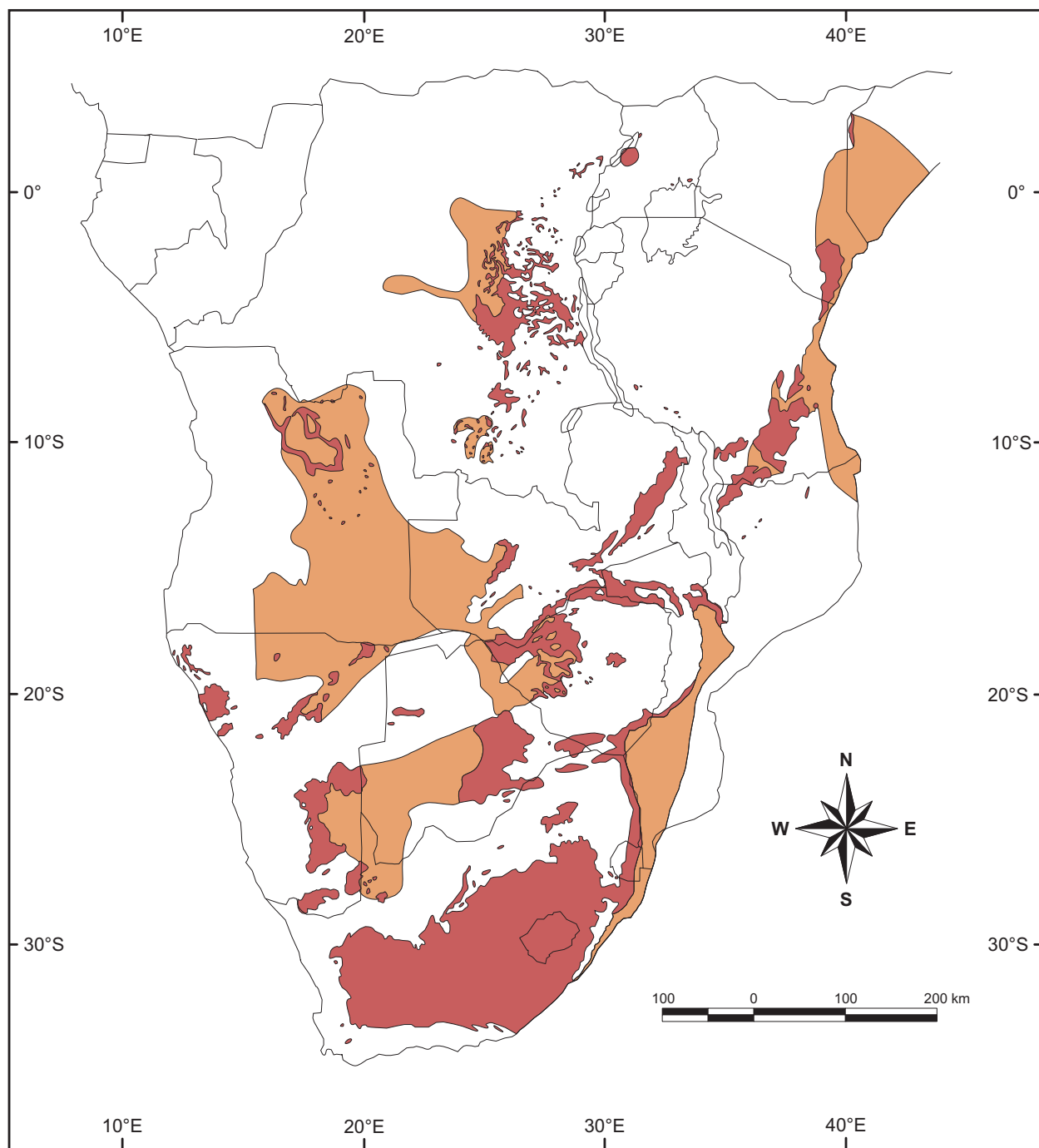


Figura 2.2.10. Distribución de las cuencas sedimentarias fanerozoicas (Clifford, 1986).

Las cuencas sedimentarias

Las cuencas sedimentarias africanas del Fanerozoico pueden agruparse en cuatro tipos principales en base a su contexto geotectónico (Clifford, 1986; véase figura 2.2.10):

- Cuencas en márgenes continentales pasivos en bordes de placa divergentes, que producen cuencas paleozoicas principalmente en el NW de África (zona del sinclinal de tinduf, por ejemplo). En estas cuencas se encuentra representada toda la serie del Paleozoico, bien



Afloramientos de Karoo
 En África del Sur: Dwyka, Ecca, Beaufort, Stormberg | Carbonífero Superior-
 En el Este de África: K1, K2, K3, K4, K5, K6, K7, K8 | Jurásico Inferior

 Depósitos Karoo supuestos bajo cobertera más joven

Figura 2.2.11. Distribución de las series Karoo en África (Schlüter et al., 1993).

caracterizada por su abundante fauna, y son importantes para la producción de petróleo en el N de África, especialmente en Argelia y Libia. En el borde del continente africano existen otras cuencas marinas de borde atlántico de edad más reciente, ligadas a la

apertura del Atlántico (principalmente, Cretácico a Mioceno), y del Mediterráneo. Estas cuencas, confinadas en muchos casos al offshore, son actualmente otra importante fuente de petróleo en la costa occidental de África, en Angola y Nigeria. Constan

generalmente de materiales marinos formados en sistemas relativamente poco profundos, con profusión de calizas y dolomías, margas, rocas sedimentarias detríticas finas, evaporitas, escasas turbiditas y olistostromas y, localmente, sistemas deltaicos con materiales detríticos más gruesos (conglomerados o areniscas), como por ejemplo los asociados a los deltas de los grandes ríos, como el Congo. Además de petróleo, en estas cuencas son comunes depósitos de fosfatos y de mineralizaciones filonianas de Ba-F asociadas a la fracturación.

- Cuencas intracratónicas sag, como la plataforma sahariana, que se extiende desde Marruecos a Egipto, las series de Kalahari o, en parte, el supergrupo de Karoo en la mitad Sur de África, que abarca desde el Carbonífero superior al Jurásico Inferior (figura 2.2.11). Esta cuenca, una de las más importantes del mundo por su extensión regional que abarca el África Ecuatorial y África Austral, comprende esencialmente materiales sedimentarios continentales que, de base a techo, constan de tillitas y otros sedimentos de origen glacial o fluvio-glacial (como evidencia de la actividad de procesos glaciares muy generalizados en el S de África en buena parte del Fanerozoico), niveles de carbón (con importantes recursos económicos representados principalmente en Sudáfrica), cuñas deltaicas detríticas interdigitadas con depósitos lacustres, capas fluviales o eólicas, y potentes coladas de basaltos alcalinos de intraplaca.

- Cuencas de rift o en zonas intracratónicas con ruptura. Estas cubetas se dan principalmente en las zonas de los Grandes Lagos, en el este de África. Comprenden generalmente materiales detríticos gruesos (conglomerados, arcosas, evaporitas de todo tipo, arenicas y arcillas rojas, paleosuelos, niveles de carbón, etc. En asociación con estos materiales es muy común encontrar intercalaciones de manifestaciones volcánicas de tipo alcalino de intraplaca, muy bien desarrolladas, como lavas de composición variable, desde basáltica a traquítica, así como rocas filonianas equivalentes a las mismas. En las mismas zonas se dan manifestaciones kimberlíticas y carbonatíticas, de interés económico bien conocido. Estas zonas de fractura y cuencas tienen su continuación en el continente sudamericano en un sistema de fosas y cuencas sedimentarias asociadas.

- Cuencas cratónicas de antepaís, como las cuencas del Atlas y del Rif en el norte de África, en las que pueden aflorar materiales marinos y continentales, más o menos afectadas por tectónica tangencial asociada a las orogenias paleozoica y alpina. El metamorfismo asociado a esta deformación, no obstante, es siempre de grado muy bajo. La edad de estos materiales es muy variable, desde Paleozoico a Mesozoico. En estas series se dan importantes yacimientos de Pb-Zn (Ba-F) de tipo MVT, como los del Atlas de Marruecos.

2.3.- PANORAMA GENERAL DE LA GEOLOGÍA DE ANGOLA

2.3.1. INTRODUCCION

Los campos pegmatíticos de Angola se encuentran en un contexto geodinámico complejo, en materiales muy antiguos que han experimentado procesos diversos a lo largo de su historia. Situar estos eventos requiere un cierto grado de comprensión del marco geodinámico global, por lo que hemos optado por realizar una revisión de las ideas que existen actualmente sobre la geología de Angola.

El territorio de Angola forma parte del cratón del Congo-Kasai, situándose en su borde SW. Como en otras regiones de África, estos cratones están constituidos, a grandes rasgos, por un núcleo Arcaico y series del Proterozoico, con una génesis acrecional polifásica; estos materiales, en su mayoría, han sufrido una intensa deformación y metamorfismo, a menudo con superposición de eventos tectonomagmáticos. Sobre estos materiales se dispone una cobertera mesozoica y cenozoica poco potente. Sus principales rasgos estructurales, modificados a partir del mapa de síntesis del Servicio Geológico de Angola (SGA, 1992), con la adición de datos más recientes, quedan recogidos en la figura 2.3.1.

A muy grandes rasgos, puede establecerse una primera gran distinción entre los materiales del Precámbrico y los del Fanerozoico. Los primeros constituyen el zócalo cristalino, modelado a base de la sucesión de orogenias precámbricas. Los materiales del Fanerozoico constituyen la cobertera de tipo plataforma, generalmente subhorizontal, no metamorfizada y muy poco afectada por basculamiento (figura 2.3.1).

En el basamento cristalino se pueden reconocer una serie de escudos arcaicos: el de Mayombe, el de Congo-Kasai, el de Angola y el Bangweulo (figura 2.3.1). Cada uno de estos escudos presenta particularidades

geológicas diferentes en cuanto a series estratigráficas, plutonismo e incluso deformación y metamorfismo, aún no muy bien establecidas en todos los casos, pero que son el resultado de la superposición de procesos orogénicos en grado diferente en cada escudo.

Como en otras regiones precámbricas del planeta, hay representados en los materiales arcaicos áreas de «greenstone belts» y otras zonas con materiales sedimentarios (figura 2.3.1).

La sucesión de las orogenias precámbricas suelda estos bloques de forma progresiva a partir de la sucesión de las orogenias Limpopo-Liberiana, la Eburneana, la Kibariana y la Panafricana; de esta última quedan retazos del cinturón Damara únicamente en el extremo suroeste de Angola (figura 2.3.1). Este proceso es acompañado con la convergencia con otras placas de América del Sur y África, de manera que a finales del Proterozoico ya se ha constituido un megacontinente.

La compartimentación Fanerozoica del cratón empieza ya generando cuencas de rift en el Pérmico, pero es la rotura del cratón del Congo durante el Cretácico Inferior, debido a los procesos de rifting continental ligado a la apertura del Atlántico Sur, quien determina la aparición de una serie de fosas tectónicas y lineamientos, de las cuales la más importante es la de Lucapa, que cruza toda Angola en sentido diagonal, NE-SW (figura 2.3.1).

Por otra parte, en este estadio extensional se genera la línea de costa actual, en relación a la rotura de la Pangea; las fallas asociadas a este proceso son de dirección aproximada N-S y compartimentan una serie de bloques que dan lugar a un conjunto de cuencas marginales en el borde atlántico del cratón. Estas cuencas se rellenan de materiales sedimentarios marinos que constituyen las cuencas mesocenoicas de las Depresiones Periatlánticas, con sedimentación de plataforma (figura 2.3.1).

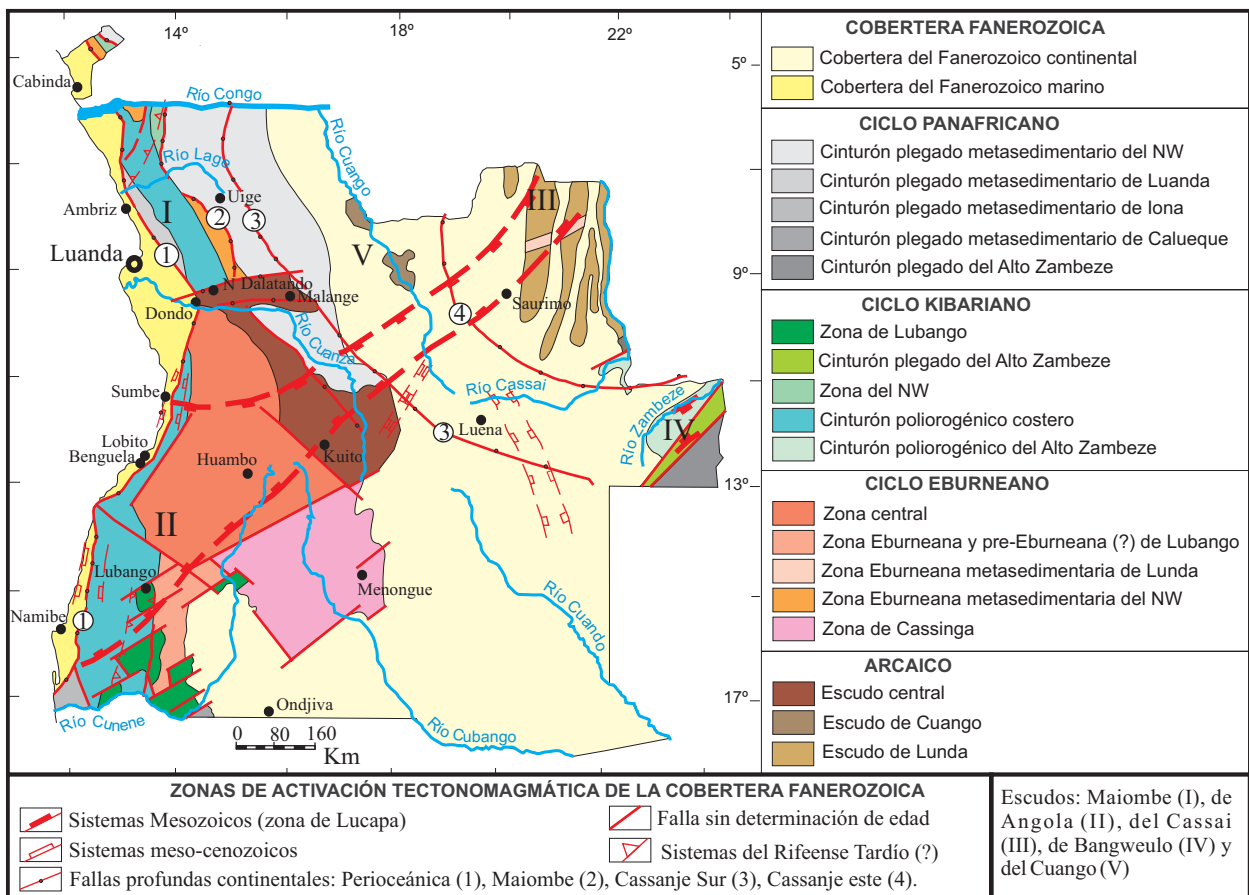


Figura 2.3.1. Principales unidades geotectónicas de Angola; modificado a partir de SGA (1983) y Carvalho et al. (1992).

2.3.2. CICLOS DEL MESOARCAICO

En esta etapa empiezan a configurarse las futuras zonas cratónicas de Angola. En algunos sectores, como en el NE de Angola, donde se dan la superposición de diferentes orogenias, los procesos de edad mesoarcaica pueden haber quedado muy enmascarados.

2.3.2.1. Series del Mesoarcaico

A nivel general, en los materiales del Arcaico inferior, a su vez, se distinguen un grupo inferior y otro superior.

La serie del Mesoarcaico en la Zona del Escudo Maiombe

El muro del Arcaico Inferior en el Escudo Maiombe, en las inmediaciones de la Provincia de

Kwanza Norte, está esencialmente compuesto por gneises, piroxenitas con biotita, anfibolitas biotíticas con granate y gneises bipiroxénicos con intercalaciones de cuarcitas; siguen gneises, plagiogneises, gneises anfibólico-biotíticos, anfibolitas y cuarcitas ferruginosas, finalmente a techo se encuentran gneises con sillimanita y granate.

En el grupo superior se hallan materiales bastante afines, aunque con menor grado metamórfico. En el Sur y Norte del escudo afloran principalmente en las inmediaciones del valle del río Lucunga y en los salientes del gabren de Cuanza. Se trata de gneises, plagiogneis biotítico-hornbléndicos, gneiss con granate y con dos micas, anfibólicos, anfibolitas y cuarcitas del Arcaico Superior, metamorfizadas en facies anfibolitas o anfibolitas epidóticas incluyendo facies de esquistos verdes.

La edad del metamorfismo es difícil de precisar con los datos actuales.

La serie del Mesoarcaico en la Zona del Escudo de Angola

El grupo inferior del Arcaico en el escudo de Angola, que aflora en la Provincia de Kwanza Norte entre los ríos Cuanza y Longa, está compuesto por gneises con piroxenos, con biotita y granate; hacia el techo se compone de gneises piroxénicos con plagioclasa y anfíbol; hacia el techo los gneises son más pobres en máficos. En cambio, al Sur del Paralelo 10 el Arcaico Inferior está compuesto por granulitas y gneises de composición básica, anfíbolitas, gabros alterados, charnoquitas y enderbitas, gneises con piroxenitas, gneises con granate rico en componente piropero y cordierita; en ocasiones puede aparecer la sillimanita o la biotita, según Silva (1974).

El grupo superior comprende gneisses más leucocráticos, y aflora en la mayor parte del escudo. Hacia el Noreste y oeste del escudo de Angola, se observan rocas metamorfizadas en facies anfíbolítica, compuestas esencialmente por gneises biotíticos, o epidótico-biotíticos, o epidótico-moscovíticos, así como anfíbolitas, gneises con sillimanita, estauroлита y cordierita; hacia el SW los tramos de esquistos y mármoles pueden llegar a ser muy importantes; este conjunto de materiales se agrupa en una gran unidad regionalmente importante en el sur de Angola, el Complejo anfíbolítico-esquistoso, de edad probablemente superior a 3000 Ma (Carvalho, 1984; Carvalho y Alves, 1990). Pueden darse fenómenos anatéticos.

La serie del Mesoarcaico en la Zona del Escudo Cassai

El grupo inferior del Arcaico aflora en la Provincia de Lunda-Norte, en las inmediaciones de los principales afluentes de la zona, en los ríos Luachimo, Chiumbe, Luembe, Chicapa y Cassai, y ocasionalmente en los ríos Cuango y Uamba. Se trata principalmente de micaesquistos, granulitas con enstatita, gneises de composición básica, eclogitas, anfíbolitas y cuarcitas. Localmente se dan fenómenos anatéticos, generándose

migmatitas de composición diorítica-granodiorítica y plagiogranitos (Silva y Mata, 1974; Carvalho, 1983).

Los materiales de la parte alta son abundantes, especialmente en los ríos Luxico, Luachimo, Chicapa, Chiumbe así como en el río Luembe. Son también más leucocráticos que los de las series inferiores, aunque en este escudo están también afectados por metamorfismo de muy alto grado, siendo también común el desarrollo generalizado de migmatitas; se pasa de migmatitas a granitos masivos.

La serie del Mesoarcaico en la Zona del Escudo Bangweulo

En este escudo sólo afloran materiales del grupo superior, representados por gneises anfíbolíticos y cuarcitas, metamorfizadas en muy alto grado. Se observan en los valles del río Zambeze y sus afluentes Lumbage, Lóvua, Lunache y Luvu. También se dan fenómenos de anatexia, con generación de granitoides de composición intermedia.

2.3.2.2. Actividad tectonomagmática del Mesoarcaico

Hasta este momento, no se dispone de datos sobre la deformación en esta etapa. Por otra parte, en el Arcaico Inferior en Angola se emplazaron complejos de gabro-noritas, que son consideradas como las rocas intrusivas más antiguas (2822 ± 66 Ma, Carvalho et al., 2000). Están emplazadas dentro de las secuencias metamórficas del Arcaico inferior. Se trata de macizos de pequeñas dimensiones que afloran fundamentalmente en los escudos de Maiombe (tres macizos metamorfizados de 8-10 km de diámetro cada uno, de forma redondeada, cerca de Ucuca), Angola (macizos de 2-3 o hasta 14 km de diámetro de gabronoritas, gabros hipersténicos y anfíbolitas, a veces migmatizados, que afloran en el NW del escudo; Silva, 1971) y Cassai (macizos de 2-3 km de diámetro de gabros piroxénicos retrogradados a ortoanfíbolitas; Rodrigues, 1973, 1974).

2.3.3. CICLO LIMPOPO-LIBERIANO (2700 +200 Ma)

2.3.3.1. Las secuencias sedimentarias en el Neoarcaico

En cada escudo se desarrolla una sedimentación de carácter diferente, por lo que describiremos la secuencia en cada escudo.

Las series del Neoarcaico en el Escudo Maiombe

Desde el Noroeste hacia el centro, en el escudo se distinguen tres formaciones :

- * Formación Matadi, formada por cuarcitas (120-700 m de potencia) discordantes sobre las rocas del Arcaico inferior; la parte media y alta de la formación puede contener conglomerados.
- * Formación Gangila, constituida por alterancias de micaesquistos con metabasitas (500-700 m de potencia)
- * Formación Tchela, constituida por esquistos carbonosos con pasadas de cuarcitas y metabasitas (500-700 m de potencia); no obstante, se dan importantes cambios laterales de facies hacia materiales más cuarcíticos o esquistosos.

Las series del Neoarcaico en el Escudo Angola

El muro está compuesto por cuarcitas y mármoles (500-700 m) que gradan hacia el techo a esquistos. Esta secuencia de cuarcitas y mármoles conforman importantes relieves. El corte más completo se observa en la Sierra da Lua, y está compuesto por tres unidades fundamentales:

- * La unidad inferior, formada por cuarcitas con pasadas de esquistos con biotita, gneises con biotita y anfíbol y anfíbolitas (165 m en total).
- * La unidad media está constituida por rocas terrígenas y carbonatadas, con alternancia de cuarcitas, mármoles (en capas de 5-40 m de potencia) y esquistos, con un espesor total de 300 m.
- * La unidad superior está formada principalmente por cuarcitas, así como por algunas intercalaciones de rocas carbonatadas, esquistos con biotita y anfíbolitas, con un espesor total de unos 705 m.

Así pues, las secuencias de cuarcitas y mármoles en la Sierra da Lua pueden alcanzar los 1170 m de espesor. En la parte Oeste del Escudo de Angola la potencia puede alcanzar 2000-2500 m, pero con predominio de rocas carbonatadas, que disminuyen hacia el norte.

En la zona centro-sur, hacia Cassinga, Carvalho y Alves (1993) señalan que las siguientes unidades podrían corresponder al Arcaico superior, disponiéndose discordantemente sobre series del Arcaico inferior:

* Grupo Jamba, constituido de base a techo por alternancias de metagrauvacas con filitas (1000 m), metabasitas (incluyendo pillow lavas), tobas y andesitas (300 m), cuarcitas y esquistos con potentes niveles de itabiritas del tipo Algoma (hasta 1200 m en total). La edad de esta unidad, según Carvalho y Alves (1993) es superior a 2219 Ma (Teixeira, 1996).

* Grupo Chivanda (Cuandja), volcanosedimentaria, que de base a techo consta de metapsammitas y metaruditas (215-300 m), espilitas, basaltos, andesitas y tobas (1300 m). Según Carvalho y Alves (1993) esta unidad se dispondría discordante sobre la de Jamba.

En el Suroeste del Escudo Angola, al Sur del paralelo 15° se distinguen tres unidades fundamentales:

* La primera unidad está compuesta por esquistos-cuarcíticos, con alternancia de esquistos, cuarcitas y, en ocasiones, metagrauvacas, mármoles, ortoanfíbolitas y conglomerados. Esta unidades se encuentran intruidas por granitoides de composición diorítica y por granitos porfiroblásticos leucocráticos, así como por rocas del Complejo gabro-anortosítico de Cunene.

* La segunda unidad (media) está compuesta por calizas cristalinas.

* La tercera unidad está compuesta por gneises migmatíticos, gneises con biotita, gneises con biotita y sillimanita, en ocasiones gneises con cordierita, anfíboles y esquistos con biotiti y hornblenda. En esta unidad se observan dos tipo de migmatitas, uno en la zona de contacto entre las rocas metasedimentarías con los granitoides eruptivos, y el otro en las zona con rocas ultrametamórficas (Carvalho, 1971).

En el Neoarcaico del Suroeste del Escudo se han diferenciado tres formaciones compuestas por rocas metamórficas de grado bajo a alto (Carvalho, 1988):

- * Formación Caiombo, compuesta por arenisca
- * Formación Ovipaca, compuesta por esquistos de composición variable con intercalaciones de cuarcitas, brechas, conglomerados y anfibolitas en las zonas con manifestación de metamorfismo de grado medio, mientras que la zona con metamorfismo de alto grado afloran esquistos con granate, antofilita y estauroлита. Los esquistos forman grandes afloramientos en toda la región
- * Formación Muva-Ancole, compuesta por cuarcitas sericiticas y areniscas rojas.

Las series del Neoarcaico en el Escudo Cassai

Los materiales del Arcaico superior afloran en los valles de los ríos Chicapa, Luembe, Luachimo y Cassai, estando compuestos, de base a techo por cuarcitas con cianita, que hacia techo transicionan a potentes capas de esquistos cuarcítico-moscovíticos, cuarzo-cloríticos o moscovíticos, con pasadas de anfibolitas (Rodríguez, 1973).

2.3.3.2. Actividad tectonomagmática del Neoarcaico

No existen datos sobre las características de la deformación de estos materiales; no obstante, cabe decir que el metamorfismo que los afectó se dio en condiciones epizonales, con grado bajo a medio, en facies anfibolitas, anfibolitas epidóticas o esquistos verdes. Cabe tener en cuenta, no obstante, que dichos materiales han estado afectados a posteriori por otras orogenias que han sobreimpuesto su estilo de deformación y su grado metamórfico a los ya existentes.

Los intrusivos están representados por pequeños macizos de granitoides (granitos a dioritas que afloran principalmente en la parte Suroeste del Escudo Angola, en la zona de contacto entre el Arcaico Superior y la secuencia metamórfica del Grupo Superior del Arcaico Inferior. En el Escudo Maiombe, estas rocas afloran aisladamente en los afluentes de los ríos Úcua, Zenza y Cassai.

Carvalho et al. (2000) mencionan una granitización de series gneisicas en el basamento entre Caxito y Andulo, con una edad de cerca de 2546±48 Ma.



Figura 2.3.2. Discordancia angular entre materiales plegados del Arcaico (derecha de la imagen) y del Proterozoico inferior (izquierda de la imagen), en un corte del río Muanga (Lunda Norte).

2.3.4. EL CICLO EBURNEANO

2.3.4.1. Las series del Proterozoico Inferior

Las rocas metamórficas del Proterozoico Inferior son muy diferentes a las del Arcaico Superior, ya que en las del Proterozoico Inferior se han reconocido facies muy complejas: a) las facies de “Troughs”, con series vulcanosedimentarias potentes dentro de depresiones tectónicas, afectadas por metamorfismo de grado bajo, en facies de esquistos verdes; b) arqueamientos regionales, con series poco potentes, discontinuas y esencialmente terrígenas.

Cinturones de rocas verdes de Lufico-Cabinda

Desde el muro hasta el techo la serie comprende las siguientes unidades, discordantes sobre el Arcaico:

- * Grupo Lulumba, esencialmente vulcanosedimentario, con grandes cambios de facies según la zona considerada; por lo general consta de base a techo de arcosas (200-500 m), seguidas por la formación Lucango (metatobas ácidas, metabasitas, hasta

800 m), con arcosas y esquistos a techo (unos 350-800 m).

* Grupo Uonde, compuesto por lo general por micaesquistos carbonosos, en ocasiones, con bancos de calizas (100-2000 m).

Para Bellutini et al. (1983) estas rocas tienen afinidades ofiolíticas, y la formación del cinturón respondería a un modelo de subducción-colisión entre un cratón Eburneano (2000 Ma) al este, y dos cratones más antiguos al este: el Chaillu (2500 Ma) al N y el Kasai (2700 Ma) al S.

Arqueamientos regionales

Zona de Cassinga (centro-S de Angola)

Está constituido por el Grupo Bale (Korpershoek, 1984) dispuesto discordantemente sobre el Grupo Jamba, y que comienza con potentes paquetes de cuarcitas, con algunos paquetes de conglomerados (hasta 700 m), seguidas de filitas (100 m) y metasilitas y metapsammitas (2000m).

Los depósitos que se encuentran en las zonas afectadas por los Arqueamientos regionales se observan en algunas cuencas sedimentarias del Escudo Angola, concretamente en las zonas de Lunda y Alto Zambeze.

Zona de Lunda (NE de Angola)

Los afloramientos del Proterozoico inferior del Escudo Cassai se dan principalmente en los valles de los ríos Cassai, Luembe, Luachimo, Chiumbe; se trata de rocas poco deformadas, en su mayoría de naturaleza terrígena, subdivididas en 2 unidades fundamentales, dispuestas discordantemente sobre el Arcaico; de base a techo estas unidades son las siguientes (Rodríguez, 1973, 1974):

* Formación Lunda, una serie granodecreciente con base de conglomerados que gradan a esquistos, cuarcitas y filitas; la serie ha sido datada en 1800-2200 Ma, y corresponde al ciclo Eburneano (Carvalho, 1984).

* Formación Luana con conglomerados, grauvacas, areniscas y esquistos; ha sido datada en 1000-1650 Ma, y corresponde al ciclo Kibariano (Carvalho, 1984).

Zona del Alto Zambeze (E de Angola)

En el Escudo Bangweulo las rocas del Proterozoico Inferior pertenecen al Grupo Malombe, compuesta por rocas clásticas y pequeñas pasadas de rocas volcánicas (Vasconcelos, 1949). En las poblaciones de Cazombo-Calunda, la Formación Malombe está formada por un tramo basal grueso, con conglomerados, cuarcitas y arcosas (100 m); el techo se compone de esquistos arcillosos alternando con conglomerados (50 m).

Las rocas de la Formación Malombe son correlacionables con las rocas de las Formaciones Lunda-Luana y Oendolongo según Mouta (1952) y Carvalho (1983, 1984).

2.3.3.3. Intrusivos del Proterozoico inferior

Se incluye aquí los granitos de Quibala, los granitos rojos de Matala, pórfidos graníticos, rocas volcánicas y subvolcánicas, doleritas, kimberlitas y diques asociados.

Granitos de Quibala

Los granitos de Quibala agrupan las rocas formadas por la granitización de la roca metamórfica del Proterozoico Inferior y por la removilización de las rocas metamórficas y ultrametamórficas del Arcaico, incluyendo los granitos biotíticos con megacristales y granitos leucocráticos.

Los granitos biotíticos porfiroideos, con megacristales de feldespato potásico, afloran en el Noreste del Escudo Angola, en pequeñas áreas aisladas del Escudo Maiombe y Cassai (Montenegro de Andrade, 1954). Los que afloran en el río Bero, cerca del campo pegmatítico del Giraúl, merecen especial atención por su carácter más alcalino, así como por la presencia de minerales accesorios como circón, titanita, apatito y fluorita. Estos granitos se han agrupado dentro de los granitos de Caraculo-Bibala, y están relacionados con la zona del cinturón móvil que ha sufrido activación Precámbrica, según Carvalho (1984). Dataciones con Sm/Nd indicarían una edad de $2,3 \pm 0,2$ Ga (Araujo et al., 1994).



Figura 2.3.3. Alineaciones de cerros de tipo Inselberg definidos por afloramientos de los granitoides de los montes de Caraculo, de edad Proterozoico Inferior, en la carretera de Lubango a Namibe.



Figura 2.3.4. Inselberg en los granitoides de los montes de Caraculo, de edad Proterozoico Inferior, en las cercanías de la carretera de Lubango a Namibe. A la derecha de la imagen se aprecia una explotación de granito.

Anatexia y granitoides de tipo S

Un importante evento de granitización, con desarrollo generalizado de migmatitas en las series de edad eburneana, se da a nivel regional en el Escudo de Angola alrededor de los 1790 ± 32 Ma, correspondiendo a un episodio tardieburneano; las dataciones han sido efectuadas en numerosos puntos del Escudo de Angola (Carvalho et al., 2000).

Leucogranitos

Los granitos leucocráticos afloran en el Escudo Angola y Maiombe. En el escudo Angola, son muy abundantes en las inmediaciones de la ciudad de Jamba, Indungo, Cassinga y Cuvelai, y en la parte Oeste y Suroeste del Complejo gabro- anortosítico de Cunene. Estos granitos generalmente presentan una granulometría uniforme, y se encuentran asociados con los granitos con megacristales.

Los granitos leucocráticos presentan un predominio de feldespato potásico frente a plagioclasa, son moscovíticos y presentan poca biotita, sin hornblenda; como minerales accesorios tienen apatito, magnetita, titanita y circón.

En el Escudo Maiombe se observan dos grandes macizos de granitos leucocráticos deformados, denominados ortogneises del Lufico, y al Sur del escudo afloran pequeños macizos de granitos leucocráticos conocidos como Grupo Lulumba y Uonde.

En el Escudo Angola en los granitos leucocráticos también predomina el feldespato potásico frente a plagioclasa, pero en ocasiones se forman megafenocristales de microclina de hasta 10 cm.

Diques de composición ultrabásica

Pequeños cuerpos afloran en el Escudo Maiombe en las inmediaciones entre los afluentes de los ríos Onzo y Lue, en la zona de contacto entre las rocas vulcanosedimentarias del Proterozoico Inferior y los granitoides del Arcaico Superior.

En la parte Oeste del Escudo Angola los diques consisten en piroxenitas más o menos anfibolitizadas y peridotitas serpentinizadas.

Diques de composición básica

Se observan diques de gabros con dirección WNW en la parte Oeste del escudo Angola. Los diques pueden alcanzar decenas de kilómetros de longitud.

Diques de composición intermedia

Se han descrito en una extensión muy reducida de la parte Oeste del Escudo Angola, con composiciones de dioritas cuarcíferas y microdioritas y espesores de 1-10 m y raramente de 30-40 m.

Diques y filones de composiciones ácidas

Los diques de composición ácida se observan principalmente en la parte Oeste del Escudo Angola y en el escudo Maiombe, teniendo composiciones correspondientes a microgranitos, granitos, aplitas, y pegmatitas, con un espesor que puede alcanzar varios metros.

Las pegmatitas son muy abundantes en las inmediaciones de las poblaciones de Hamutenha, al Sur de Chibia (con anchos de hasta 25-30 m) y en Damba-Mulolo, a 35 Km al Sureste de la ciudad de Sumbe; ya el SGA (1992) advierte de la presencia de pegmatitas con berilo-columbita-fosfatos en la cuenca hidrográfica del río Girauil en Namibe.

Los diques pegmatíticos en el Escudo Maiombe afloran en la cuenca hidrográfica del río Dande, a 40 km. al NNE de la ciudad de Caxito, como pegmatitas con berilo; también SGA (1992) menciona que en las pegmatitas del Elege, a 50 km al Este de la ciudad de N'Dalatando se presentan la samarskita y la euxenita.

Para SGA (1992) las pegmatitas se han formado presumiblemente durante el emplazamiento de los granitos leucocráticos. Las dataciones isotópicas de las pegmatitas del Oeste del Escudo de Angola, realizadas por el método de K-Ar, muestran edades entre 1753 ± 42 Ma y 1996 ± 11 Ma (Silva y Mata, 1974).

2.3.2.3. EL CICLO KIBARIANO-GRENVILLIANO

Durante el Proterozoico Superior se desarrolla en el borde del cratón del Congo procesos extensionales, que se observan fundamentalmente en el aulacógeno del Congo occidental, dando lugar a series de rocas clásticas-carbonatadas, principalmente del Rifeense. En las otras zonas de Angola el proceso extensional da origen a magmas básicos, que dan lugar al Complejo de Cunene y las rocas asociadas.

Las series de la Depresión de Lutete y placa del Congo

Las rocas del Proterozoico Superior, en la zona de Lucala afloran aguas arriba del río Kwanza junto al paralelo 12° y 19° y al Este del río Cuango, incluyendo la zona del contacto entre el Escudo de Angola y el aulacógeno del Congo Occidental, y el horst de Cuanza. Se distinguen dos grandes unidades:

* *Grupo Esquisto-calizo*, compuesto a muro de conglomerados emplazados sobre las rocas del Arcaico, a los que siguen areniscas y finalmente calizas estromatolíticas, oolíticas, a menudo con microfósiles (hasta 200 m sólo este último tramo).

Las series de la Zona del Alto Zambeze

Las rocas del Proterozoico Superior en la zona de Alto Zambeze están representadas por el Grupo Macondo en las cuencas de los ríos Macondo, Lucunhe y Maninga. Esta unidad está formada por esquistos arcillosos de colores negruzcos a muro (150 m), siguen calizas grises, con granos de galena y fluorita (60 m); a techo grada a argilitas micáceas.

Las series del Escudo de Angola

La serie de Cahama-Otchinjau está constituida esencialmente por rocas sedimentarias detríticas, notablemente cuarcitas (formación Matala). Esta serie queda intruida por los intrusivos del Kibariano, representando una sedimentación preorogénica. Carvalho et al. (2000) señalan además la presencia de series detríticas gruesas (arcosas, conglomerados, cuarcitas, escasos mármoles) a las que dan el nombre de formación Tchipa-Iona, a la que otorgan una edad de 1800 Ma a partir de criterios de correlación litoestratigráfica con series de Namibia bien datadas.

En cambio, hay otras series muy potentes con características de molasas, depositadas posteriormente a los intrusivos kibarianos, a los que desmantelan e incorporan en forma de clastos. En la zona de Lubango aflora el Supergrupo Chela de Carvalho y Fernández (1971, 1973) y Carvalho y Alves (1993). El Supergrupo es cortado por diques

de noritas con una edad de 1120 ± 27 Ma (Carvalho et al., 1987); se subdivide en las siguientes unidades:

* *Grupo Chela*, una serie volcanosedimentaria, con conglomerados polimícticos lenticulares, brechas sedimentarias con un espesor de 15 m, y cuarcitas versicolores (50 m en total). La parte media consta de rocas silíceas argilíficas (vulcanoclásticas), argilitas y areniscas, con un espesor de 100-150 m. El techo está formado por silicitas y argilitas rojizas (en ocasiones con rocas vulcano-clásticas) con espesor de 70 m (Vale, 1973; Correia, 1976). Aflora en el planalto de Humpata, discordantemente sobre rocas metamórficas del Arcaico y rocas magmáticas del Proterozoico Inferior, todas ellas muy erosionadas (figura 2.3.5).

* *Formación Leba-Tchamalindi (techo)*. Es esencialmente carbonatada y aflora discordantemente sobre las rocas subyacentes del Grupo Chela. Se compone de calizas grises-azuladas, dolomías con intercalaciones de material silíceo, calizas estromatolíticas y oolíticas. La Formación tiene un espesor total de 60 m (Correia, 1976).

Carvalho y Alves (1993) sugieren que el Supergrupo Chela representa la sedimentación del ciclo Kibariano en el SW de Angola. Esta unidad recubre discordantemente los materiales intrusivos del Complejo Anortosítico de Cunene y los granitoides asociados. Estos materiales tienen características de plataforma discordante sobre el basamento, y sólo están deformados en la zona S del país, en la zona de contacto con el cinturón Damara, en lo que puede representar un metamorfismo de edad Panafricano.

Por otra parte, la Formación Oendolongo constituye la mayor parte de afloramientos en las cuencas de los ríos Cuvo, Catumbela, afluentes del río Cuanza y río Cunene. El estratotipo está cerca de la ciudad de Huambo, entre los ríos Catumbela y Cunhangâmbua. Según Silva y Paixao (1974) el muro está compuesto por conglomerados basales (2-30 m), seguidos por areniscas y arcosas (100 -150 m), grauvacas, itabiritas (fig. 2.3.6, 2.3.7), conglomerados, siltitas y areniscas (hasta 200 m). No obstante, esta unidad presenta grandes variaciones de potencia; hacia el Suroeste, en la población



Figura 2.3.5. Panorámica de la Sierra da Chela, que a techo presenta contrafuertes formados por materiales subhorizontales del Proterozoico Superior del grupo Chela (esencialmente potentes paquetes de cuarcitas con calizas a techo). Estos materiales reposan discordantemente sobre el basamento del Proterozoico inferior.



Figura 2.3.6. Panorámica de las minas de hierro de las itabiritas de Cassinga (fm. Oendolongo, Kibariana).



Figura 2.3.7. Detalle de unos niveles de chert y hematitas en la itabiritas de Cassinga (fm. Oendolongo, Kinariana).

de Tchipingo esta formación alcanza un espesor del orden de los 1000 m (Bassot et al., 1981; Oliveira, 1981). En el Sur de la zona de Cassinga, la Formación Oendolongo está formada por rocas vulcanosedimentarias y volcánicas ácidas, conteniendo en la base cuarcitas y conglomerados con riocitas espilitas y hacia el techo esquistos negros manganíferos y grauvacas. En el Suroeste de Angola, cerca de la ciudad de Namibe, la Formación Oendolongo está formada por rocas volcánicas ácidas, con variables proporciones de conglomerados y cuarcitas, según Carvalho (1970, 1984). En su sector norte, está formada por rocas sedimentarias, especialmente areniscas, metaconglomerados, cuarcitas conglomeráticas, itabiritas, y en ocasiones micaesquistos y grauvacas, según Moreira (1971, 1973) y Pereira y Moreira, (1971). Para Carvalho y Alves (1993) la formación Oendolongo es el equivalente de la formación Chela en Angola Central.

Complejo de rocas intrusivas de Cunene

Se encuentra situado al Sur del Escudo de Angola, en un área arqueada de aproximadamente de 350 Km. de largo por 100 Km. de ancho, abarcando desde Matala (al N) hasta el S del río Cunene; existen además pequeñas intrusiones satélites en la parte noroeste del Complejo. Está formado por dos grandes grupos fundamentales: el complejo de rocas básicas y ultrabásicas de Cunene y el complejo de rocas graníticas y otras rocas ácidas asociadas.

El complejo de rocas básicas y ultrabásicas de Cunene es el mayor del mundo de su tipo y abarca unos 15000 km², compuesto por anortositas, gabro-anortositas, gabronoritas, troctolitas, peridotitas, dunitas y piroxenitas, localmente con facies masivas o bandeadas (Silva, 1992; Silva et al., 1994). Las dataciones más recientes sugieren una edad de 1470 ± 25 Ma para las troctolitas, y 1319 ± 28 Ma para un dique anortosítico tardío (Mayer et al., 2004). Su emplazamiento es complejo, con numerosas aportaciones de magma, con diferente grado de interacción con

el encajante, en condiciones de 3-5 Kbar (Slejko et al., 2002).

El complejo de rocas graníticas (granitos rojos de Matala), grada a pórfidos y rocas extrusivas ácidas; el conjunto tiene una edad entre 1350 ± 65 Ma, de edad Kibariense (Carvalho et al., 1987). El complejo de granitos rojos de Matala está formado por los granitos que intruyen del complejo de rocas básicas y ultrabásicas de Cunene, e incluyen xenolitos de la formación Tchipa-Iona (Carvalho y Alves, 1993). Se trata de granitos rapakivi, pórfidos, sienitas y doleritas. Los mayores afloramientos se observan en la parte Norte de la población de Matala, y en la parte Oeste de la población de Chiange, y al Suroeste del Complejo. Se trata de granitoides con aspecto porfiróide de grano medio a grueso, de coloración rojiza, fácilmente alterables. En la periferia del complejo, los granitos en ocasiones cambian a facies sieníticas con bajo contenido de cuarzo y alto en feldespato potásico y minerales máficos alcalinos; también se observa el cambio a pórfidos graníticos (Carvalho, 1984). En la zona de contacto entre los granitos rapakivi y las rocas básicas, se observan rocas híbridas de la serie alcalina y básica (melanosienitas, melanogranitos, dioritas, sienitas, monzonitas, gabrodioritas).

Los pórfidos graníticos afloran principalmente en el Noroeste del Escudo Angola, en la zona con gran abundancia de granitos de tipo Quibala, pero a veces gradando a los granitos de Matala con los que están emparentados genéticamente (Carvalho y Alves, 1993). En ocasiones los pórfidos se encuentran recristalizados, preservando características propias de rocas profundas con presencia de fenocristales de plagioclasa con dimensiones de 1 a 2 cm.

Las riolitas, dacitas, andesitas y tobas están asociadas con el complejo de granitos rojos de Matala, al que llegan a gradar (Carvalho y Alves, 1993). En el Escudo Angola estas rocas afloran principalmente hacia el Noroeste, en la cuenca de los ríos Cuelei y Cueba, en la Provincia de Menongue. Los afloramientos de rocas volcánicas en la provincia de Lubango, concretamente en las inmediaciones de las poblaciones de Chongoroi y Caluquembe, se observan en forma de mantos, con alternancia de riolitas, dacitas, y andesitas con un aspecto porfirico (Silva y Mata, 1974).

En el Escudo de Maiombe las rocas volcánicas y subvolcánicas afloran principalmente en la parte Noreste de Cabinda, vinculadas a granitos leucocráticos de aspecto porfiroblástico, y comúnmente a las rocas vulcano-sedimentarias de las formaciones Lulumba y Uonde (Cabinda).

Finalmente, cabe recordar que en el Complejo básico y ultrabásico de Cunene se han observado 5 intrusiones kimberlíticas. Según las características de las kimberlitas descritas en otras regiones del continente africano, estas kimberlitas se han formado por la activación del ciclo Proterozoico Inferior. Esta hipótesis es palpable por la presencia de diamantes en los aluviones de los ríos del Sur de Angola, en las coberteras sedimentarias del Este del Escudo Angola, concretamente en las depresiones de Okavango, compuesta por arenas litorales y en las plataformas continentales. Los diamantes encontrados en el Sur del Escudo Angola difieren de los del Noreste de Angola, en cuanto a su color, pureza, dimensión, morfología y paragénesis mineral.

2.3.5. CICLO PANAFRICANO

Durante el ciclo Panafricano se desarrolla el ensamblamiento de Gondwana Occidental por colisión de los cratones del Congo y Brasil (Alkmim et al., 2006).

En la zona de Mayombe aflora el Grupo Esquistos arenosos, principalmente en el Macizo M'Bridge. Este grupo está compuesto por la formación M'Pioka en la base y la Inkisi a techo. La formación M'Pioka comienza con 250 m de areniscas alternando con grauvacas y esquistos, seguidos por 1000 m de esquistos con pasadas de grauvacas, 500-600 m de siltitas y pizarras; a techo presenta un tramo de arcosas de 250 m de potencia con un paquete de conglomerado intercalado. La formación Inkisi consta de 20-300 m de arcosas en la base, seguidas por hasta 800 m de grauvacas y siltitas. Para Álvarez et al. (1995) la formación M'Pioka, discordante sobre las series del Proterozoico, corresponde a la molasa de la orogenia panafricana; la formación Inkisi, discordante sobre la anterior, es ya claramente post-Panafricana (Pérmico?), y puede ser interpretada como un complejo deltaico, que comienza con un conglomerado fluvial.

En la zona del extremo suroeste de Angola está representada la terminación NW del cinturón de Damara. El supergrupo Damara está compuesto en esta zona por conglomerados, cuarcitas, anfibolitas, mármoles, dolomías y filitas. El grado metamórfico es elevado, desde la mesozona en la parte más al SW hasta la catazona en el NW.

Las series del Aulacógeno del Congo Occidental

El aulacógeno del Congo Occidental en Angola se ha dividido en dos facies estructurales (zona Norte y zona Sur), que coinciden con las profundas depresiones locales del aulacógeno, separadas por el macizo de M'Bridge en el río M'Bridge. Los cortes del Proterozoico Superior en esta zona son completos y se observan con gran nitidez todas las discordancias angulares que en otras zonas no son visibles. La secuencia se divide en los siguientes grupos

* *Grupo Terreiro*, subdividido a su vez en 3 formaciones (S3a, con cuarcitas, metagrauvacas y esquistos magnesianos de hasta 1300 m de potencia; S3b, con pizarras, 140-200 m; S3c, con cuarzoarenitas, conglomerados, 300-400 m; S3d, calizas, cherts, areniscas y pizarras (200-300 m). No obstante, este grupo presenta importantes cambios laterales de potencia y facies.

* *Grupo Alto Chiloango*, que afloran en el flanco Sur y Oeste, así como en la parte central del aulacógeno del Congo Occidental, compuesto por dos subseries, la Mouyonzi, esencialmente detrítica (625-1150 m en total) y la Sekelolo, esencialmente terrígeno-carbonatada (115-340 m en total)

* *Grupo Esquisto-calizo*, que constituye el 50% de rocas que afloran en el aulacógeno del Congo Occidental, compuesto fundamentalmente por calizas, en ocasiones estromatolíticas o oolíticas, con nódulos de sílex, alternando con esquistos de diversa composición.

Intrusiones del Proterozoico Superior

Según Vicat y Pouclet (2001) en la zona del Congo Occidental afloran un conjunto de granitoides alcalinos de afinidad anorogénica, que datan de unos 1 Ga; estas rocas se asociarían a un estadio de rift pre-orogénico.

Los gabros son las rocas más antiguas de este grupo. En el Sureste de la ciudad de N´Dalatando, se observan pequeños afloramientos de gabros, posiblemente en profundidad pertenecen al complejo intrusivo de Dombo-Andala, formado por gabros, gabro dioritas y dioritas relacionadas entre si, con predominio de gabro según Solodóvnikov (1982). Los gabros comúnmente cortan las rocas metamórficas del Arcaico Inferior y los depósitos terrígenos-carbonatados del Supergrupo Congo Occidental (Rifeense).

Las intrusiones de granitos alcalinos y hiperalcalinos corresponden a la serie sódico-potásica, y se caracterizan por presentar máficos alcalinos (arfvedsonita o riebeckita). Las intrusiones de granitos alcalinos, afloran en la zona de Tomboco, Songo-N´Sasso y Undundi, mientras que las hiperalcalinas lo hacen en la zona de Noqui y Leufi. Los granitos de Noqui fueron datados en 752 Ma (Cahen et al., 1976).

Las intrusiones sieníticas afloran en los macizos de Lucenga y Uene, formados por sienitas hornbléndicas y granitos. Químicamente estos macizos pertenecen a la serie subalcalina, presentando como minerales accesorios magnetita, ilmenita, titanita, apatito, rutilo y circón. Las rocas ácidas de la zona de Quibanda, Tumbi y Saia afloran en las inmediaciones de los gabros de Dombo-Andala. Se dan asimismo algunos equivalentes porfídicos de las rocas arriba mencionadas.

En la zona norte del Escudo de Angola existen abundantes afloramientos de granitoides asociados a migmatitas desarrolladas sobre metasedimentos, en una alineación de dirección aproximada NW-SE según el eje Caixito-Zenado Itome (figuras 2.3.8-2.3.9); las migmatitas dan una edad de 684 ± 20 Ma, que podría ser correlacionable con la edad de magmatismo ácido asociado al cinturón Brasileño (Carvalho et al., 2000).



Figura 2.3.8. Migmatitas asociadas al ciclo panafricano en gneises en las proximidades de Caxito (60 km al NE de Luanda, prov. Bengo). Nótase el leucosoma bien diferenciados del melanosoma.



Figura 2.3.9. Migmatitas plegadas asociadas al ciclo panafricano en gneises en las proximidades de Caxito (60 km al NE de Luanda, prov. Bengo).

Los diques de rocas básicas y alcalinas

Los diques de edad Proterozoico Superior en el complejo intrusivo de Dombo Andala y Saia pueden tener composiciones básicas (pórfidos dioríticos, pórfidos gabroicos, gabro-diabasas) o ácidas alcalinas (pórfidos sieníticos, pórfidos graníticos), con dirección NW. En ambas zonas estos diques intruyen en rocas del Arcaico y Rifeano Inferior. A esta unidad también fueron atribuidos los diques básicos (gabros, gabro-noritas, y en ocasiones gabros doleríticos), que afloran hacia la parte Oeste y Noreste del complejo básico y ultrabásico de Cunene, con dirección NNW. Las dataciones isotópicas de las rocas básicas proporciona edades entre 664 ± 27 y 880 ± 34 Ma (Silva et al., 1975).



Figura 2.3.10. Falla en carbonatos del Cretácico, en las proximidades de la línea de costa, asociada al sistema de la Depresión Periocéánica. Carretera de Luanda a Benguela. Cuanza Sul.

CICLO FANEROZOICO

En un megacontinente ya cratonizado, desde finales del Paleozoico comienzan a formarse cuencas de rift, que dan lugar a series de extensiones regionales grandes, como el Supergrupo Karroo; posteriormente la apertura del Atlántico determina la aparición de cuencas marginales de tipo de borde atlántico. El sistema de fallas asociado (figura 2.3.10) determina la formación de la Depresión perioceánica de Angola, en la que se desarrollan series progresivamente marinas ya durante el Cretácico.

Mientras, en el interior del continente, el desarrollo de la tectónica extensional durante el Cretácico produce el desarrollo de rift (estructura de Lucapa) y magmatismo de intraplaca, con rocas ígneas alcalinas, carbonatitas y kimberlitas.

Supergrupo Karroo

Aflora en la parte Norte, Sureste y Este de Angola, incluyendo las depresiones del gabren de Lucapa, así como en las placas del Congo (zona de Baixo Cassange y alto Zambeze) y en la zona de Okavango (Baixo do Cunene y Dirico). Es una serie de extensión

regional, que aparece en amplias regiones del África Austral, aunque con grandes cambios de facies y potencia. Buena parte de esta unidad responde a procesos de rifting continental (Nyambe-Imahiku et al., 2005).

* *Grupo Eccá* (Carbonífero-Pérmico). Aflora en el Bajo Cunene, y consta de areniscas gruesas de origen fluvial, conglomerados y esquistos (90 m). Estos tramos presentan restos de vegetales.

* *Grupo Lutôe* (Carbonífero-Pérmico). Aparece en el N de Angola (Oesterlen, 1976); consta de tillitas conglomeráticas rojizas (10-50 m), con pasadas de esquistos carbonosos y areniscas; a techo hay areniscas ferruginosas (10-12 m). Estos tramos presentan restos de vegetales.

* *Grupo Cassanje* (Pérmico superior-Triásico). Se ha cartografiado en la zona de la depesión de de Cassanje. Se distinguen las siguientes subunidades: areniscas basales de 10-12 m de potencia, ricos en restos de peces, siguen areniscas cuarzosas y calizas (50 m), una alternancia de areniscas, arcillas y calizas estromatolíticas (450 m), ricas en peces y otros fósiles.

* *Grupo Stormberg* (Triásico-Jurásico). Se reconoce en la parte Este de Angola, en la zona del Alto Zambeze y, en menor medida, en el valle del río Cubango (zona de Dirico). En la zona del Alto Zambeze, el Grupo se subdivide en Superior e Inferior. La primera se observa en los valles del río Macondo y sus afluentes, Xissamba y Niela, y consta de arcillas que pasan verticalmente a areniscas y finalmente a conglomerados silíceos y alternancias de calizas y siltitas (250 m en total). El Stormberg Superior, aflora en las cuencas del río Macondo, Longoge, incluyendo la margen izquierda del río Zambeze. Está representada por basaltos, traquiandesitas, doleritas y diabasas que aparecen en forma de mantos. En las rocas básicas predominan los basaltos amigdalares de coloración rojiza y verdosa, aunque es común la presencia de rocas efusivas de composición básica de grano fino.



Figura 2.3.11. Afloramiento de conglomerados de la formación Cuvo (Cretácico en facies marinas, pre-Aptiense). Pista a Lucira, cerca de Dombe Grande (Benguela).

Series del Jurásico

La depresión Periocéánica se encuentra rellena por sedimentos del Jurásico Superior, fosilizando el basamento del graben o rift; constan de conglomerados grises y dolomías con un espesor que puede llegar hasta los 1300 m en total.

Series del Jurásico superior-Cretácico inferior

Materiales indiferenciados de esta edad afloran en la depresión continental de Okavango; están representados por la Formación Continental Intercalar en las cuencas de los ríos Cuanza, Cubango, Cuango, Lungué-y Bungo. Esta unidad consta de areniscas amarillentas, siltitas, argilitas rojizas y algunas pasadas de conglomerados (Calvalho, 1982).

Series del Cretácico

Los depósitos del Cretácico en Angola afloran en la depresión Periocéánica (Cretácico Inferior e Superior), y en la depresión continental (Cretácico Superior y Cretácico Inferior).

Cretácico Inferior

Las rocas del Cretácico Inferior se disponen en discordancia angular sobre el basamento Precámbrico. En la zona de la Depresión Periocéánica pueden presentar coladas de rocas basálticas tholeiíticas, asociadas a la fracturación y apertura del Atlántico Sur (Alberti et al., 1992). Las series sedimentarias son importantes rocas madre y reservorios de hidrocarburos (Burwood, 1999).

Cretácico inferior marino en la zona de Cuanza

Presenta en la base la Formación Maculungo (pre-aptiense), la cual sólo se ha reconocido por sondeos, pues las rocas de esta formación se encuentran relleno grabens en el basamento. Esta unidad se compone de conglomerados polimícticos rojizos y argilitas que gradan a areniscas con depósitos de anhidrita, margas, basaltos y brechas. El espesor total de la formación es de 2200 m; en la parte inferior la unidad es de coloración rojiza, sugiriendo que la parte baja se ha formado en condiciones continentales y el techo en condiciones de transición o ya marinas.

La Formación Cuvo (pre-Aptiense) aflora en la zona de Cuanza (figura 2.3.10), y consta en la base de alternancias de areniscas, argilitas y conglomerados rojizos (200-400 m), seguido por

un tramo dolomítico de 400 m, y finalmente una secuencia de areniscas, conglomerados y calizas lumaquéllicas con glauconita de hasta 400 m.

Las formaciones infra-Binga y Binga afloran al sur de la población de Ambriz al sur de la zona, comprenden en la base depósitos de anhidrita, sales (principalmente halita, pero también sales potásicas), dolomías y calizas dolomitizadas, en discordancia con las rocas subyacentes. El espesor total es de 2000 – 2500 m. La parte media aflora en la Provincia de Luanda y Caxito, y está compuesta por calizas en ocasiones arcillosas y arenosas con un espesor de 100-1200 m. El techo está compuesto por dolomías, y calizas, incluyendo niveles oolíticos con horizontes de anhidrita, lechos de calizas con intercalaciones de capas de asfalto y bitúmen; el espesor total de la formación es de 100 m. Los depósitos de esta formación son excelentes reservorios de petróleo. Hacia la parte Este se encuentran asociados a las rocas carbonatadas con yacimientos de asfaltos.

Las formaciones Infra-Binga, Binga, Tuenza, Catumbela y Quissonde, afloran hacia la parte Oeste de la zona, concretamente en la población de cabo Ledo, incluyendo la parte del litoral Norte de Luanda. Están compuestas a muro por depósitos terrígeno- carbonatados y evaporíticos, en la parte media por dolomías y calizas, y a techo por calizas oolíticas y arcillosas; la potencia total de estas unidades puede exceder de 2000 m).

Cretácico inferior marino en la zona de Cabinda-Congo

Aflora hacia la parte este de la zona, estando representado por la Formación Lucula, discordante sobre el basamento, formada a muro por conglomerados y areniscas con tonos grises, y hacia el techo por areniscas rojizas y argilitas. La formación tiene un espesor de 1200 m. El muro de la formación con coloración gris es considerado como roca madre productora de petróleo. Hacia el oeste la formación pasa lateralmente a la formación Bucomazi, que en la base tiene argilitas y areniscas grises y verdes, de origen marino;

hacia el techo tiene intercalaciones de calizas y dolomías. En conjunto, esta formación tiene un espesor de hasta 500 m.

La Formación Lueme no aflora en superficie, habiendo sido reconocida solamente mediante sondeos en profundidad. El muro está formado por sales (halita, carnalita y silvita) y hacia el techo presenta anhidrita, con un espesor total de 700 m.

La Formación Mavume tampoco aflora en superficie, y se compone de dolomías con capas de anhidrita, con espesor de hasta 80 m. La Formación Mavume asienta discordantemente sobre la Formación Lueme.

Cretácico inferior en la zona de Namibe

En la parte Este de la zona de Namibe aflora la Formación Cuvo, compuesta principalmente por areniscas y conglomerados a muro y hacia techo por esporádicas intercalaciones de calizas. Especialmente en la base puede presentar intercalaciones de coladas de basaltos, traquiandesitas, traquitas, basanitas y basanitoides.

En la parte norte de la zona afloran series de edad Aptiana, compuestas por areniscas, calizas y arcillas de coloración gris, argilitas y yeso. Los fósiles típicos de la formación hacen pensar que se han formado en ambientes de transición marino-continental.

En la región norte afloran también series de edad Albiense, compuestas en la base por areniscas, yeso y conglomerados, que pasan verticalmente a margas y calizas algales. En la población de Lobito, la parte media de la formación se compone de calizas oolíticas. El espesor total es de hasta 1500 m. Los fósiles observados en esta zona sugieren que estos depósitos se han formado en un ambiente marino principalmente de mar abierto.

Cretácico inferior y superior indiferenciado en la Depresión Periocéánica

La Formación Pinda (Albiense-Cenomaniense) aflora dentro del límite de la plataforma continental, y está compuesta por margas y calizas. Las rocas de la Formación

Pinda presentan un espesor de 1200 m, y son excelentes rocas colectoras de hidrocarburos.

La Formación Vermelha (Aptiense-Turonense) aflora hacia al Este de la zona continental, estando compuesta por areniscas de coloración rojiza con intercalaciones de calizas y siltitas, con un espesor que oscila entre los 200 m y los 1200 m.

Intrusiones de edad Cretácico

Generalmente estas intrusiones se encuentran dentro de los límites de las estructuras transcontinentales de Lucapa, en las que se han reconocido unas 2000 kimberlitas, así como más de 30 stocks de rocas de afinidad alcalina y carbonatitas (Silva y Pereira, 1973; Lapido-Loureiro, 1972; Issa Filho et al., 1991; Coltorti et al., 1993).

Las intrusiones kimberlíticas se observan en las parte Noreste y Central de la estructura de Lucapa (Escudo Cassai, y parte Central y Noreste del Escudo Angola), mientras que los complejos de rocas alcalinas, ultrabásicas alcalinas y carbonatitas se encuentran en las partes centrales y Suroeste del escudo Angola. Los principales cuerpos kimberlíticos se encuentran en las cuencas de los ríos Cucumbi, Cacuilu, Cuango, Cunene, Cuvo, Queve y Catombela.

Los intrusivos alcalinos se encuentran en el Escudo Angola, en la estructura transcontinental de Lucapa, y están formadas por múltiples intrusiones del tipo central, con morfología anular de diámetro desde centenares de metros a kilómetros figura 2.3.12).

Las intrusiones carbonatíticas se encuentran en el Escudo Angola dentro de los límites del sistema transcontinental de Lucapa, estando asociadas a rocas alcalinas, a las que cortan. Las estructuras carbonatíticas, por lo general, tienen morfología anular y composición variada, incluyendo carbonatitas cálcicas, magnésicas y férricas (figuras 2.3.13-2.3.14). Presentan mineralizaciones asociadas de pirocloro, fluorita, barita, baddeleyita y magnetita.

En relación con las rocas magmáticas alcalinas del Cretácico son comunes diques de rocas alcalinas, con direcciones N-S, NNW,



Figura 2.3.12. Detalle de un afloramiento de sienitas nefelínicas del macizo de Txivira. La nefelina, más fácilmente meteorizable, queda deprimida en relación con el feldespato. Quilegues, Quicuco, Lubango.



Figura 2.3.13. Carbonatitas calcíticas del macizo de Bonga (cerca de 2800 m de altura), conformando una chimenea envuelta por estructuras anulares de carbonatitas. Quilegues, Quicuco, Lubango.



Figura 2.3.14. Carbonatitas intrusivas (cerro en primer término) cortando el complejo alcalino de Txivira (fondo del valle y elevaciones del fondo). Quilegues, Quicuco, Lubango.

NNE y W-E, se trata de traquitas, fonolitas, y pórfidos sieníticos. Las dataciones isotópicas de las fonolitas mediante K-Ar proporcionan edades entre 82 ± 3 y 87 ± 11 Ma (Silva y Paixão, 1974).

Cretácico inferior y superior indiferenciado en Depresiones intracontinentales

Los depósitos de la cobertera de la plataforma Cretácica afloran únicamente en la Depresión del Congo, concretamente en la parte Noreste de Angola, y se prolongan hacia la República Democrática del Congo. Están representados por las Formaciones Kwango y Calonda. Estos depósitos son muy importantes desde el punto de vista económico, puesto que en ellos se ha localizado los depósitos de diamantes de origen secundario (paleoplaceres).

Formación Calonda

Es de edad Aptiense-Turoniense y aflora al norte y noreste de Angola, concretamente en las cuencas de los ríos Cuango, Cuilo, Chicapa, Luachimo, y está compuesta en el muro por conglomerados polimícticos con espesor de 1-5 m, sobre los cuales se depositan arcosas, de color violeta, argilitas rojizas, conglomerados intraformacionales con diamantes y hacia el techo por argilitas rojizas, con un espesor total de aproximadamente 60 m (figura 2.3.15).

En las zonas sureste y norte de la Provincia de Lunda se observa un aumento del espesor de los conglomerados de 40-50 m, con material detrítico de origen continental, compuesto por fragmentos del complejo de base muy poco rodados. Hacia la zona norte, en los materiales terrígenos se observan argilitas de coloración rojiza y areniscas del Grupo Karro. El material detrítico es de origen continental, muy poco rodado y posiblemente fue transportado como *mud flow*. La matriz detrítica se compone de arcosa, en ocasiones carbonatada, con minerales accesorios típicos de kimberlitas, como piropo e ilmenita. Las discordancias intraformaciones son frecuentes

en la Formación Calonda.



Figura 2.3.15. Corte efectuado en las exploraciones diamantíferas desarrolladas en paleoplaceres de la formación Calonda. Zona de Muanga (Angola).

La Formación Calonda no es fosilífera, sin embargo su parte inferior es correlacionable con la del Grupo Bakungu en la vecina República Democrática del Congo, cuya edad es Aptiense-Albiense en base a registro fósil.

Formación Kwango

La Formación Kwango (Cenomaniense-Turoniense) aflora al norte de Angola, en un área de 600 km de largo y 150 m -250 km de ancho en la margen derecha del río Cuango, así como en la zona de Baixa de Cassanje. Se reconoce por sus depósitos aluviales, aluviales-lacustres, y lacustres. En su composición predominan arcosas, de grano grueso a fino, conglomerados polimícticos, siltitas y argilitas, con una potencia total de hasta 100 m (Mouta, 1952).

En las zonas periféricas (oeste y este) en dirección al centro de la depresión de Congo, disminuye la granulometría y las dimensiones del espesor de los conglomerados, con cemento calcítico, dolomítico y margoso. La arenisca se hace cada vez más fina y aparece irregularmente. El espesor total de la formación es muy variable, alcanzando los 410 m a 510 m al este de la población de Buenga. El

espesor de la formación disminuye, hacia las zonas periféricas de la depresión de Congo, hasta las decenas de m.

La mineralización diamantífera en la Formación Kwango es muy inferior, en comparación a la Formación Calonda. La formación Kwango puede ser el límite superior de la Formación Colonda según varios autores (Lepersonne, 1974; Santon et al. 1963); Smith, 1984).

Cretácico Superior

Cretácico Superior en la zona de Cuanza

En la parte Este de la zona de Cuanza aflora la Formación Cabo-Ledo, compuesta principalmente por calizas arenosas, calizas y arcillas, con espesor de 400 m (Morais et al., 2001 a, b, c).

Hacia el litoral actual de la parte Este de la zona aflora en pequeñas áreas la Formación Itombe, compuesta por areniscas, margas y calizas, con espesor total entre los 400 m y 1400 m; se dispone concordantemente sobre la formación Cabo-Ledo.

A su vez, por encima de la formación Itombe se dispone concordantemente la formación N'Golome, compuesta por margas, argilitas y areniscas, alcanzando un espesor de 150 m.

En la franja norte al Sur de la parte Este de la zona de Cuanza, aflora en pequeñas áreas la Formación Teba, compuesta por areniscas, margas y calizas. Hacia el norte de la zona de Cuanza se observan tramos de calizas fosfatadas y calizas con coprolitos, con espesor de 900 m. Estas capas afloran discordantemente sobre la Formación N.Golome. Los afloramientos de la Formación Teba están vinculados con los yacimientos fosfatados.

Cretácico Superior en la zona de Namibe

En la parte norte de la zona de Namibe se distinguen depósitos cenomanienses asentado mediante discordancia estratigráfica sobre los depósitos Albienses. Presentan areniscas y conglomerados rojizos en la base y margas y calizas hacia el techo. El espesor máximo del corte es de 300 m.

Depósitos de edad Cenomaniense-Turonense se observan en áreas aisladas con dimensiones variadas en todo el litoral, formadas en el muro por margas, calizas arcillosas, oolíticas u organógenas, siltitas y conglomerados. Los depósitos tienen fósiles bentónicos y un espesor de hasta 400 m.

Intrusiones de edad Cretácico-Paleógeno

Por otra parte, en la zona de contacto entre el Escudo Angola y Escudo Maiombe, en la cuenca del río Luinha (Oeste de la población de Gulungo Alto), afloran potentes diques y filones de rocas alcalinas con dirección meridional, formados por pórfidos leucosieníticos y pórfidos sieníticos cuarzosos. Hacia la parte Oeste del Escudo Angola, cerca de la estructura de Lutala y Tchivira, los diques y filones con dirección NNE-WNW, están compuestos por traquitas y fonolitas.

Diques de composición ácida (granitos aplíticos, aplitas, pegmatitas, micropegmatitas y pórfiros graníticos) a intermedia (dioritas, cuarzodioritas, microdioritas, y pórfiros dioriticos), con direcciones NW, NNE y NNW, afloran en la parte Oeste del Escudo Angola; en la misma zona se dan diques básicos (noritas y gabro-noritas) pero con direcciones N-S, W-E y NNW y WNW.

Finalmente, cabe citar filones de cuarzo de direcciones NW y NE que afloran en los bordes del escudo Angola, en la zona de contacto entre las rocas metamórficas del Arcaico Superior y granitos del Arcaico Superior. Al Este de la ciudad de Sunbe, se ha reconocido filones de más de 40 km de longitud y 35-40 m de espesor, como en el yacimiento de Pocariça, en las cuencas de los ríos Mamue, Chingo y río Chanhanga hacia 40 Km de Quipungo.

Paleógeno

Depresión Periocéánica

Zona de Cuanza

En la zona de Cuanza está representado por las Formaciones Río Dande, Gratidão y Cunga.

La Formación Río Dande, aflora en el sector Oeste de la zona. Consta de conglomerados y areniscas fosfatadas en la base, y hacia el techo pasa a margas y arcillas intercaladas con areniscas. La formación tiene un espesor de 600 m y aflora discordantemente sobre la Formación Teba.

La Formación Gratidão aflora en el centro de la zona, siendo compuesta por margas, calizas, areniscas y argilitas. La formación tiene un espesor de 500 m y aflora concordantemente sobre la formación río Dande.

La Formación Cunga aflora hacia el sector Sur de la zona. Consta de margas y arcillas, con espesor de 500 m. La Formación Cunga aflora concordantemente sobre la Formación Gratidão.

Zona de Cabinda

Los depósitos de edad Paleógeno-Eoceno afloran hacia el sector Oeste, estando constituidos por margas con intercalaciones de areniscas y calizas, con más de 100 m de espesor, y afloran concordantemente sobre los depósitos subyacentes.

Zona de Namibe

Los depósitos de edad Paleógeno-Eoceno afloran hacia el sector Norte y Sur de la zona, siendo compuestos por margas y calizas, con espesor menor de 100 m. Estos depósitos afloran concordantemente sobre los depósitos del Cretácico Superior.

Depresión continental

Los depósitos paleógenos de la Depresión Continental aparecen en terrenos aislados, al Norte de Angola y en las potentes capas de lateritas de edad Paleógeno-Eoceno. Se observan también en casi toda la parte Oeste de Angola. Los mayores afloramientos se observan al noroeste de la depresión de Okavango, concretamente en las ciudades de

Cuito, Menongue (aguas arriba del río Cuanza), donde el espesor puede alcanzar los 8-10 m; su origen es atribuido a la erosión eólica de los diferentes materiales geológicos presentes en la zona, según Korpershoek (1964) y Marques (1966).

Paleógeno-Neógeno

Depresión Periocéánica

Zona de Cuanza

La formación Quifangondo (Oligoceno-Mioceno) aflora en el norte, Sur y Centro de la, y está compuesta fundamentalmente por arenas arcillosas; en ocasiones, incluye sedimentos calcáreos y evaporitas, así como capas de margas y calizas. La Formación tiene un espesor muy variable, llegando hasta los 3013 m al norte de la depresión y menos de 100 m en algunos altos sedimentarios. Se sitúa mediante discordancia estratigráfica sobre los depósitos de la Formación Cunga según Cramez (1972).

Zona de Cabinda-Congo

La Formación Malembo (Eoceno-Mioceno) aflora desde el río Zaire al sur en la zona de Cabinda-Congo, hasta las inmediaciones de la ciudad de N'Zeto, incluyendo la parte sublitoral de la plataforma continental. Está compuesta en el muro por areniscas, argilitas y siltitas; la parte alta de la secuencia, está compuesta por areniscas de grano grueso de origen deltaico, argilitas y siltitas. Tiene un espesor de entre 1000-3000 m.

Los depósitos de edad Eoceno-Plioceno se observan en todo el litoral de la zona desde el río Lucula hasta el río Zaire, quedando compuestos por areniscas, margas, calizas, arcillas y en ocasiones conglomerados; presentan espesor decamétrico a hectométrico.

Los depósitos de edad Oligoceno-Mioceno afloran hacia el Noreste de la zona,

concretamente en la población de Cacongo, siendo compuestos por margas, arcillas, y arenas. Estos afloramientos se encuentran concordantemente sobre los depósitos de edad Eoceno-Plioceno y su espesor es variable, llegando a alcanzar los centenares de metros en algunos lugares de la zona.

Zona de Namibe

Depósitos de edad Eoceno-Mioceno afloran cerca de Namibe, comprendiendo areniscas, calizas y margas, con un espesor que puede alcanzar unos pocos centenares de metros.

Los afloramientos de edad Eoceno-Plioceno afloran en la parte Norte de la zona, en las inmediaciones de la ciudad de Benguela, y exhiben en la base arcillas, margas, calizas con bioclastos y algas; hacia el techo pasan a areniscas. El corte geológico realizado en el río Pima presenta conglomerados, con depósitos de diatomitas. El espesor puede llegar a 1000 m.

Depresiones continentales

Grupo Kalahari

Los afloramientos de edad Eoceno-Plioceno de origen Continental están representados por el Grupo Kalahari, que se yace en hiato sobre secuencias subyacentes muy poco afectadas por movimientos tectónicos. Los depósitos de Kalahari en la parte Este de Angola se encuentran rellenando las Depresiones Continentales del Congo y Okavango. El Grupo Kalahari se ha subdividido en Formación “Gres polimorfos” (muro) y Formación “Areias Ocreas” (techo). El espesor total de los depósitos del Kalahari oscila entre los 50 a 150 m; aunque al Sur de Angola y Norte de Namibia puede alcanzar los 300-450 m (Wan Wuk, 1980).

La Formación “Gres polimorfos” está compuesta por areniscas litificadas de coloración blanquísima, violetas y en ocasiones

rojizas; a muro se observan brechas con calcedonia y fragmentos lateríticos, y en ocasiones conglomerados basales con espesor de hasta 2 m; el techo se compone de areniscas feldespático-cuarzosas, reemplazadas verticalmente por areniscas con granulometría variable y laminación cruzada, que gradan hacia la parte superior a areniscas arcillosas, poco litificadas. Muchos tramos están silicificados, con areniscas cementadas por calcedonia u ópalo, según Mouta (1952), Morfonte (1960) y Ploey et al. (1968). La edad es desconocida, debatiéndose una edad Eoceno o bien Oligoceno-Mioceno.

La Formación “Areias Ocreas”, aflora en gran parte del país, y se caracteriza por una auténtica homogeneidad en composición, pues comúnmente está compuesta por finas capas de arenas con cuarzo, de tamaño de grano del orden de 0,1-0,5 mm, con elevados contenidos de hidróxido de hierro, circón, rutilo, turmalina, estauroлита y cianita. Hacia el sector septentrional de la provincia de Lunda Norte, puede presentar conglomerados de gran espesor en la base, con inclusiones de calcedonia, nódulos de limonita y fragmentos de areniscas pertenecientes a la Formación Kalahari Inferior. En ocasiones las arenas aparecen directamente sobre los depósitos mesozoicos de las depresiones del Congo y Okavango. El origen de las arenas es atribuido a la erosión eólica de materiales presentes en la formación y su distribución es favorecida por la red fluvial. El espesor de las arenas va desde 120 m hasta los 200 y 300 m en algunas áreas de la Depresión de Okavango. Se le sugiere una edad ante-Plioceno Superior, según Carvalho et al. (1983) y Lepersonne (1974).

Neógeno

Los afloramientos de edad Neógena, en Angola, solamente han sido reconocidos en la Depresión Periocéánica, concretamente en la zona de Cuanza, representados por las Formaciones Bon Jesús, Cacuaco y Luanda.

La Formación Bon Jesús aflora en las depresiones mesozoicas de los ríos Cuanza y

Cuvo, y consta en la base de margas, arcillas, y raramente calizas, mientras que la parte superior presenta areniscas, calizas y conglomerados. La Formación tiene un espesor de 120 m y aflora discordante sobre la Formación Quifangondo.

La Formación Cacuaco-Luanda aflora hacia el Noreste de la zona de Cuanza, y a lo largo de la costa litoral, estando compuesta por arcillas, margas, en ocasiones arcillas gipsíferas, calizas y areniscas (figuras 2.3.16-2.3.17). Alcanza 2000 m de potencia y aflora discordante sobre la Formación Quifangondo. Su edad es del Plioceno (Ciampo et al., 2001).

Neógeno-Cuaternario

Los depósitos de edad Pliocénico-Cuaternarios en Angola, están representados por la Formación Quelo, en la zona de Cuanza, y los depósitos no diferenciados del Plioceno-Cuaternario en la Depresión Perioceánica, en las zonas de Cabinda-Congo y zona de Namibe.

La Formación Quelo está compuesta por arcillas, arenas rojas con niveles de lateritas con espesor de 0,5-1m. La potencia máxima de la unidad oscila entre los 150-200 m. Contiene fósiles de agua dulce.

Los depósitos de edad Plioceno-Cuaternario afloran principalmente en la zona Cabinda-Congo y zona de Namibe en los valles de los afluentes de los principales ríos de la zona. Se componen de areniscas y arcillas rojas; el muro incluye paleosuelos lateríticos con un enriquecimiento considerable en hierro y aluminio, cuyo espesor puede alcanzar los 5m. El espesor máximo de los depósitos oscila entre 35-120 m, pero en ocasiones llega a los 500 m.

Cuaternario

Cuaternario Inferior, Medio y Superior

Depósitos de terrazas marinas, con espesores superiores a 40 m, afloran en las zonas de Cabinda-Congo (Sur de Cabinda) y Namibe, cerca de la ciudad de Benguela (Bahía



Figura 2.3.16. Vista desde la bocana W del puerto de Luanda de la otra bocana, en la que destacan acantilados de materiales de la formación pliocena Cacuaco-Luanda, constituida por margas y arcillas.



Figura 2.3.17. Otro detalle de la formación Cacuaco-Luanda desde el Mirador de la Lua (carretera de Luanda a Barra do Cuanza, a unos 70 km de Luanda). Se destacan las arcillas rojas y las margas grisáceas, con desarrollo de «bad

Farta), con espesor muy variable de hasta 40 m. Según Galvao y Silva (1972) y Neto (1961) están compuestos por arenas finas de color blanco hacia el techo, mientras que en el muro aparecen areniscas gruesas con cemento calcítico, calizas con espesor de hasta 1,5 m con fósiles de Ostrea y niveles ricos en peloides asociados a conglomerados (Bahía Farta).

Otros depósitos de terrazas marinas con espesores inferiores a 40 m están compuestas

por arenas arcillosas con coloración clara, así como otras rojas, cuyo espesor puede alcanzar los 10 m, conteniendo artefactos del Paleolítico (Lapao, 1972).

Holoceno

Los depósitos Holocenos están representados por los depósitos de terrazas de playa, depósitos de terrazas marinas de 3-6 m de altitud y culminan en los aluviones de los canales y afluentes.

Los depósitos de playa y terrazas marinas afloran principalmente en una franja estrecha de hasta centenares de metros de anchura en el litoral de Angola, y están compuestos por arenas finas de coloración clara y, en ocasiones, muy ricas en magnetita y epidota; raramente constan de gravas o de arcillas.

Los depósitos de aluvión forman terrazas bajas, de hasta 3m; comúnmente afloran en casi todos los ríos importantes, estando compuestos desde el muro por arenas finas y gruesas, arcillas y finalmente hacia el techo por gravas enriquecidos en magnetita e ilmenita.

Hacia la parte Noreste de Angola, concretamente en los ríos Luembe, Chiumbe, Cassai, los depósitos de terrazas se componen principalmente por sedimentos arenoso-arcillosos y material más grueso. Las zonas de grava en la base contienen diamantes.

Depósitos no diferenciados del Cuaternario

Los depósitos eólicos afloran principalmente en el Suroeste de Angola, principalmente en la provincia de Namibe y, en menor medida, en el Sureste de Angola, en las cuencas de los ríos Cubango y Cuando. Los depósitos eólicos del Suroeste de Angola se han formados por la erosión de los materiales transportados por el río Cunene hasta el litoral (figura 2.3.18), en cambio los depósitos eólicos del Sureste se han formado



Figura 2.3.18. Arenas eólicas del Cuaternario, conformando dunas activas al S de Tombua (a 100 km al S de Namibe), que son parcialmente fijadas con barreras de caña y palma.

por la erosión de los materiales de la Formación Kalahari .

Los depósitos de proluvio-aluvión afloran principalmente en la parte este del país, en las cuencas de los ríos Cunene, Cuanza, así como en la intersección de los ríos Zambeze y Cassai. En la parte Oeste del País, estos depósitos solamente se han reconocido en los valles de los ríos Zaire y Cuvo; y en la zona Este del río Cunene. Estos depósitos se caracterizan por presentar un relieve plano, con arenas muy finas y bien lavadas. En el Noreste de Angola, en las cuencas de los ríos Luembe y Chiumbe, aparecen terrazas a 4, 10, y 20 m de altura, compuestas por arenas o arenas-arcilla.

Los depósitos coluviales afloran en la superficie de los interfluvios, con relieve poco inclinado. Su constitución depende de la naturaleza de la roca infrayacente. Estos depósitos están compuestos por litoclastos y en zonas planas están cementados por hidróxidos de hierro (Marques, 1971). Estos depósitos pueden alcanzar un espesor desde los 10-15m.

2.4. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La zona estudiada se engloba en el escudo de Angola, en la parte SW de Angola, cerca del contacto por falla con la Depresión Periocéánica, rellena de rocas sedimentarias de edad Cretácico inferior a Cuaternario (figura 2.4.1.).

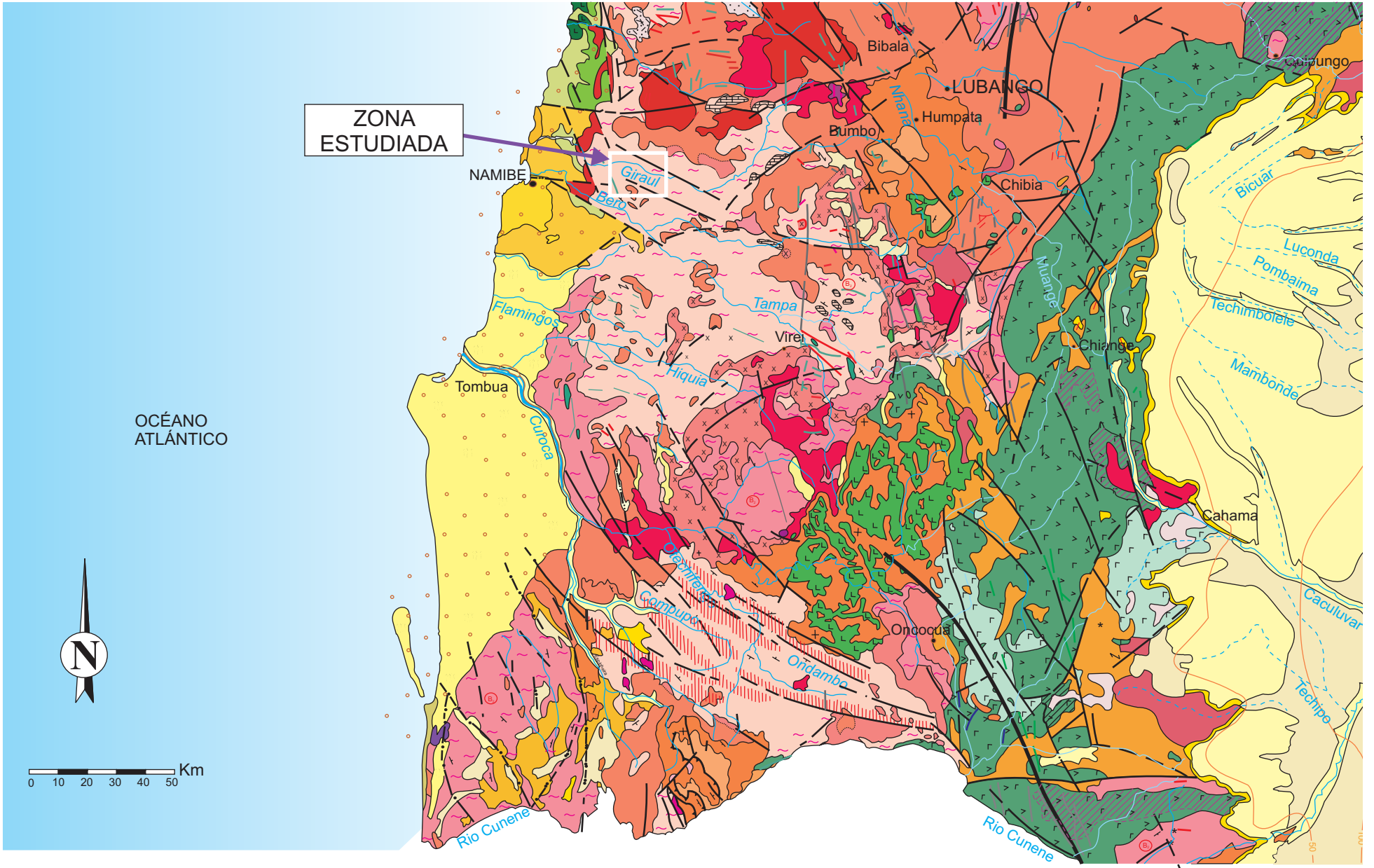
Desde un punto de vista estructural, en vistas a su situación en el escudo angoleño, esta zona queda dentro de los orógenos del Proterozoico inferior, pero en las proximidades del orógeno Damara (orogenia Panafricana), que se situaría en las inmediaciones de la frontera con Namibia (figura 2.4.1.). Esta zona queda también en las cercanías de la línea de costa actual, con las implicaciones paleogeográficas consiguientes en lo que a su relación con el continente americano se refiere.

Desde un punto de vista geológico, la mayor parte de la zona estudiada queda en el dominio de afloramientos de materiales del Arcaico del SW de Angola, principalmente dentro de la zona con materiales del Complejo Esquistoso-Anfibolítico-Calcareo. Estos materiales se ven intruidos por un conjunto de rocas graníticas y, en la zona estudiada, de pegmatitas.

El área de afloramientos de este complejo metamórfico en el SW de Angola es muy grande (figura 2.4.2.) como también lo es la de los intrusivos graníticos. No obstante, cabe tener en cuenta que en el SW de Angola hay intrusivos de edades muy diferentes. Todos estos materiales se encuentran afectados por una peneplanización de edad Cretácico Inferior o anterior.



Figura 2.4.1. Situación de la zona estudiada en el marco de la geotectónica global, dentro del escudo angoleño (Orogenias Limpopo-Liberiana y Eburneana), en proximidad del cinturón Damara (orogenia Panafricana)



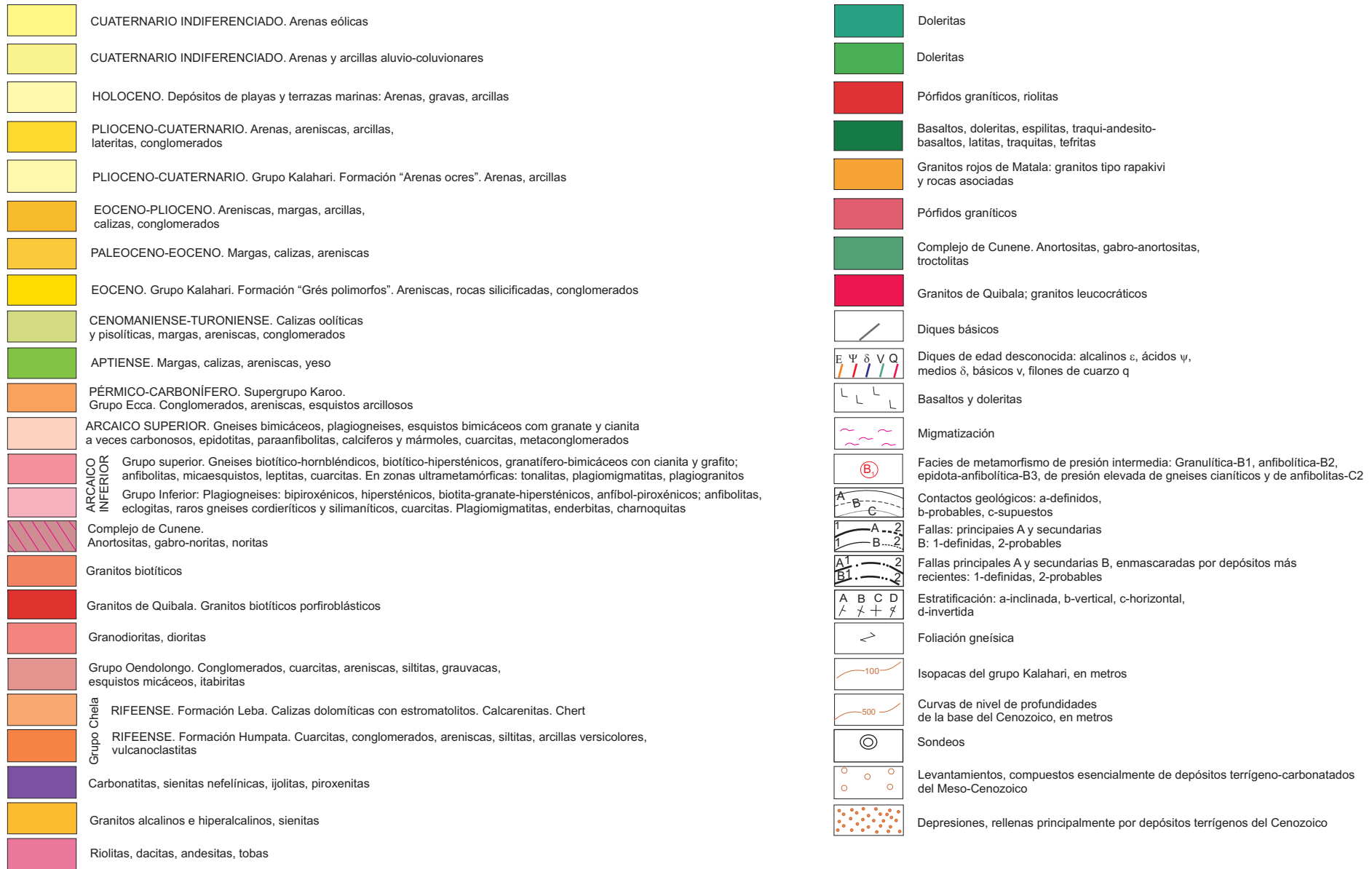


Figura 2.4.1. Situación de la zona estudiada en el mapa geológico del SW de Angola (Servicio Geológico de Angola 1992, adaptado).

3. 1. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Para la realización de este estudio, se planteó una campaña de campo, complementada con estudio fotogeológico y de imágenes satélite (programa Google Earth ©). De este modo, hemos podido ampliar con muchísimo más detalle una cartografía base, ya existente, realizada en los años 1960 por el Servicio Geológico de Angola, en un informe geológico inédito desarrollado para la explotación de algunas pegmatitas del campo de Giraúl. Esta nueva cartografía se presenta en la figura 3.1.1.

El cuadrilátero que engloba la zona de estudio, situado al W de Namibe, queda comprendido dentro de la unidad “Cinturón Costero Poliorogénico” de Carvalho et al. (2000), aunque hacia el W aparecen retazos de la cobertera terciaria, discordante sobre los materiales del Precámbrico.

En el basamento de edad Precámbrico pueden diferenciarse las siguientes unidades:

- Serie precámbrica, perteneciente al complejo Esquistoso-Anfibolítico, de edad Pre-Eburneana, deformada y metamorfizada.
- Rocas plutónicas ultrabásicas
- Rocas plutónicas intermedias de composición diorítica
- Rocas plutónicas ácidas de composición tonalita-granodiorita
- Granitoides leucocráticos
- Pegmatitas graníticas

Las rocas precámbricas se encuentran deformadas, mientras que esta deformación no es patente en los granitoides y en las pegmatitas.

Por otra parte, existen potentes diques básicos, de composición dolerítica, que cortan al basamento, no habiendo podido establecerse en esta zona su relación con la cobertera. Estos diques presentan una

dirección NNW-SSE, y pueden tener una anchura del orden de 100 m en algunos puntos, y su longitud es kilométrica.

3.1.1.LA SERIE PRECÁMBRICA

Como hemos indicado, los afloramientos de materiales del Precámbrico quedan englobados en el denominado “Complejo Calcáreo-anfibolítico”, aunque los tramos de mármoles, comunes en la región de Caraculo, a unos 20 km al norte (Carvalho, 1968), están totalmente ausentes en la zona estudiada.

La serie del Precámbrico que aflora en la zona estudiada está intensamente deformada, por lo que no disponemos en este momento de columnas estratigráficas de detalle. Tentativamente, hay una serie de elementos que pueden ser distinguidos a partir de las observaciones de campo, y hemos tratado de correlacionar estas unidades con otras mejor definidas en otros puntos de Angola. A grandes rasgos, pueden diferenciarse las siguientes unidades: un tramo inferior turbidítico con metabasitas, un tramo detrítico intermedio y un tramo detrítico superior.

Tramo turbidítico con metabasitas

Se trata de una unidad compuesta de alternancias decimétricas de pizarras y areniscas de grano fino a muy fino, con apariencia de facies de turbiditas distales en abanico de mar profundo, con relación arena/lutita > 1 en la parte baja de la unidad y arena/lutita < 1 en la parte alta; este tramo presenta abundantes pasadas de anfibolitas con bandeado de grosor milimétrico y con potencia total de orden decamétrico a hectométrico. Puede diferenciarse dos tipos de rocas metamórficas anfibólicas. Un primer tipo, de

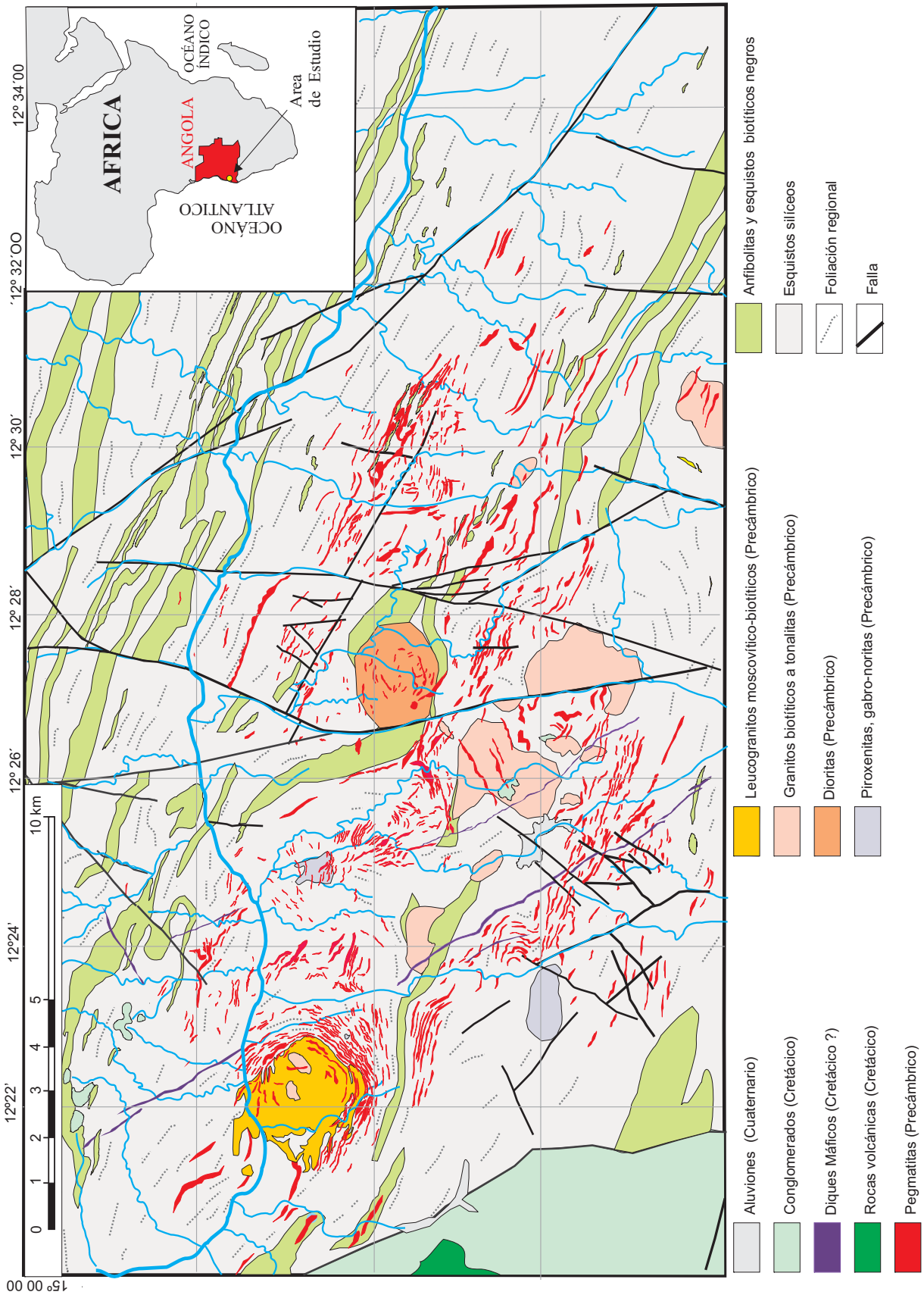


Figura 3.1.1. Mapa geológico de la zona de estudio, elaborado a partir de imágenes de satélite y trabajo de campo.

grano grueso, corresponde a anfibolitas típicas, mientras que el otro, de grano fino, puede corresponder a metatufitas.

En conjunto, esta unidad debe tener una potencia de al menos 2000 m, y constituye la mayor parte de afloramientos de la zona.

Tramos de areniscas

Las areniscas pueden ser clasificadas como grauvacas, en las que localmente aparece una importante proporción de feldespatos, principalmente plagioclasa (sin zonación, con maclado polisintético), siendo menos abundante el feldespato potásico (microclina maclada). En cualquier caso, el cuarzo es el mineral dominante (figura 3.1.2-3.1.4), y no se observan fragmentos líticos.

La matriz, abundante, está constituida por moscovita y clorita (en las zonas de grado metamórfico más bajo) o bien por moscovita y biotita (en las zonas con grado metamórfico más alto). Raramente se aprecian poiquiloblastos en estas rocas. Se presentan en bancos centimétricos a decimétricos.

Tramos de metapelitas

Las metapelitas son de colores oscuros (aunque son raros los niveles de pizarras negras) y están constituidas por cuarzo, moscovita y biotita, siendo otros minerales metamórficos muy raros. Por lo común, forman pasadas de potencia centimétrica.

Anfibolitas

Las anfibolitas de Giraúl se identifican fácilmente en imagen satelital por su color pardo rojizo muy oscuro (figura 3.1.5).

En afloramiento, se reconocen por su color verde oscuro, localmente enmascarado por una ligera meteorización y aspecto homogéneo pero bien foliado, con tamaño de grano medio, generalmente entre 1-10 mm.

Presentan una foliación clara, y están constituidas por proporciones casi iguales de

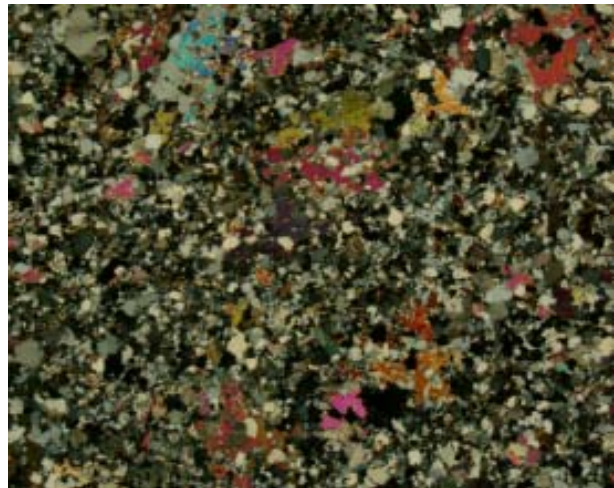


Figura 3.1.2. Detalle al microscopio de luz transmitida (nícoles cruzados) de un tramo de metagrauwacas con moscovita. Campo, 11,6 mm.

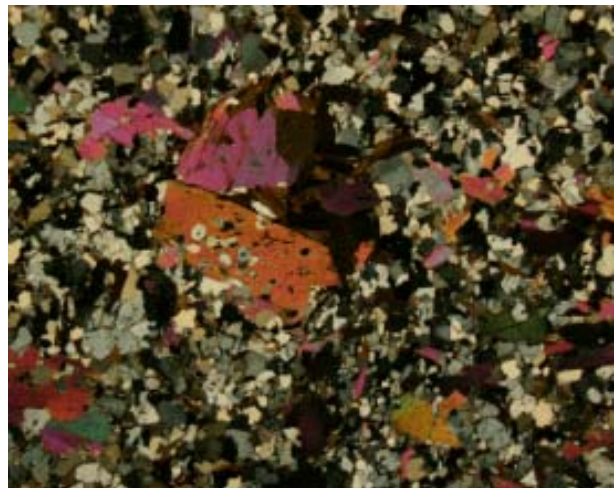


Figura 3.1.3. Detalle al microscopio de luz transmitida (nícoles cruzados) de un tramo de metagrauwacas con poiquiloblastos de moscovita. Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.4. Detalle al microscopio de luz transmitida (nícoles cruzados) de un tramo de metagrauwacas con poiquiloblastos de moscovita. Campo, 5,8 mm.

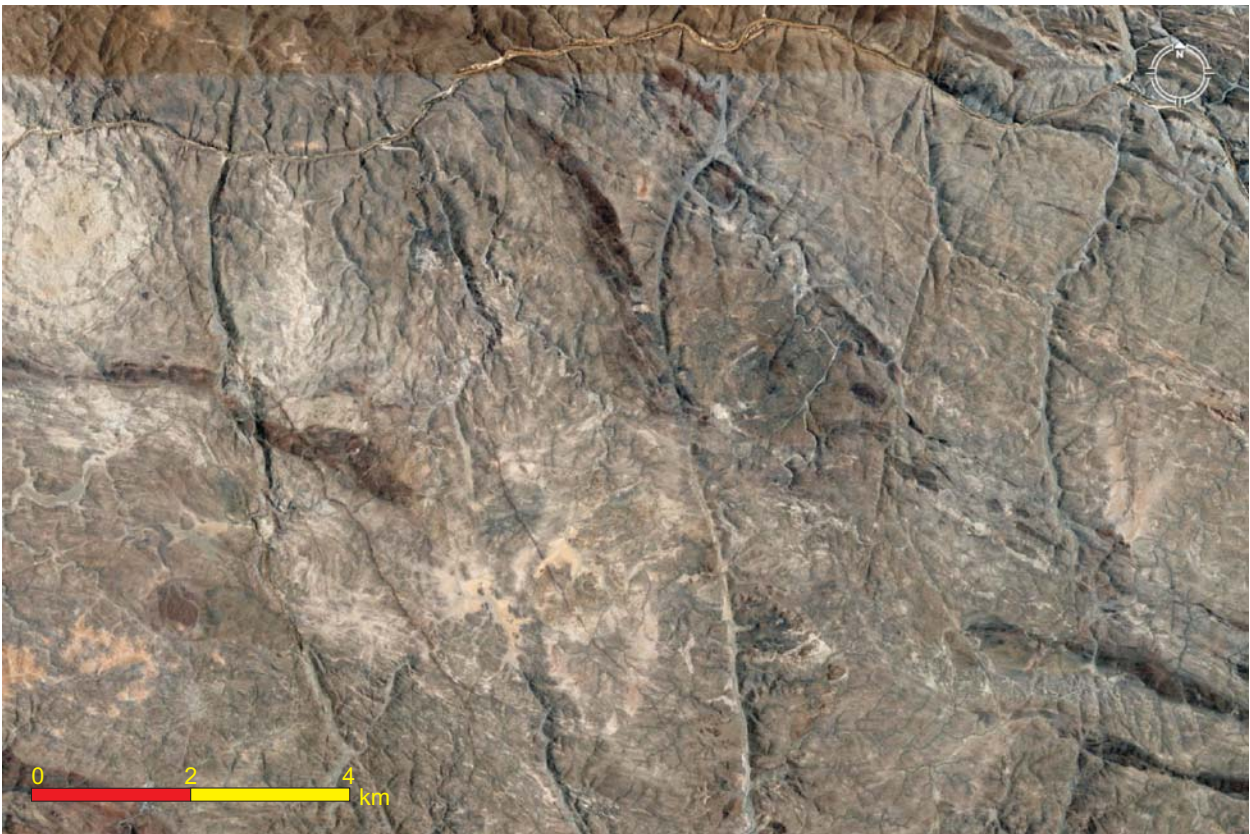


Figura 3.1.5. Imagen satelital de la zona estudiada, con los afloramientos de anfibolitas (tono marrón oscuro, con orientación WNW-SSE y NW-SE), intercaladas en tramos de color gris de metapelitas. En el vértice NW de la imagen destaca una intrusión circular de granitos leucocráticos. Al N de la imagen se aprecia el río Giraúl, de trazado aproximado E-W. Se aprecian también algunos diques básicos de dirección NNW-SSE.

anfíbol y plagioclasa (las dos, con los cristales dispuestos según la foliación), con menores proporciones de biotita y, en ocasiones, con cantidades accesorias de granate, epidota, ilmenita o titanita. Las características texturales pueden corresponder a las de una típica metabasita. Forman cuerpos de gran tamaño, de potencia superior en ocasiones a 500 m, aunque a menudo estos cuerpos intercalan paquetes de metatufitas o incluso esquistos. A nivel de cuerpo presentan un comportamiento diferenciado en relación a las metapelitas encajantes, de manera que sus afloramientos a menudo están afectados por fenómenos de “boudinage”.

Metatufitas

Las metatufitas de Giraúl presentan en imagen satelital un color verde pálido pero

también pardo rojizo oscuro, siendo en este último caso difícil diferenciarlas de las anfibolitas.

En afloramiento, las metatufitas presentan un tamaño de grano inferior a las anfibolitas s.s., generalmente menor que 1 mm; además, su color es a menudo más claro que el de las metabasitas de grano grueso.

Por otra parte, en las metatufitas el bandeo metamórfico es fino, de grosor escasamente milimétrico, y queda definido por alineaciones de máficos. Por lo común, estas rocas podrían clasificarse como esquistos anfibólicos, pues presentan proporciones importantes de cuarzo (que puede llegar a ser dominante), biotita y, en menor cantidad, plagioclasa. La esquistosidad queda a menudo bien definida en estas rocas, quedando patente por la orientación de las micas y de los anfíboles.

Tramo detrítico medio

En imagen de satélite se reconoce por tonalidades oscuras, pudiéndose asimismo apreciar en ocasiones su bandeado, en el que localmente destacan algunos niveles arenosos más gruesos, de color más claro. El conjunto tiene aspecto turbidítico (figura 3.1.6).

Consta de alternancias de pizarras y areniscas, y es similar al tramo anterior, pero con pasadas metatufíticas más escasas y de menor potencia; no obstante, también hay algunos pocos tramos de metabasitas de potencia decamétrica. Aflora en la zona sur y en la zona norte; su potencia puede ser de unos 500 m.

En los materiales arenosos (metapsamitas) el componente principal es cuarzo, con menores cantidades de biotita y moscovita (figuras 3.1.7-3.1.8). El componente feldespático es siempre muy inferior al que se da en los materiales de la unidad anterior, y llega a ser prácticamente nulo; por otra parte, los fragmentos líticos están totalmente ausentes. Todo ello indica un estadio con una menor influencia de los aportes volcánicos a la cuenca.

En los tramos pelíticos predomina la moscovita sobre la biotita, con menor proporción de cuarzo.

Tramo detrítico superior

Se trata de un tramo de alternancias decimétricas a métricas de pizarras y areniscas, con eventuales pasadas de chert laminado y cuarcitas, que llegan a formar bancos de hasta 20 m de espesor. Este tramo, en cambio, parece estar desprovisto de metabasitas.

En conjunto, esta unidad presenta colores ligeramente más claros que la unidad inferior, tanto a nivel de campo como en imagen satélite.

Este tramo aflora en la parte más al sur de la zona estudiada, y se desconoce su potencia, muy enmascarada por el plegamiento, pero puede ser como mínimo superior a 1 km.



Figura 3.1.6. Aspecto de campo de alternancias turbidíticas en el tramo detrítico medio. Los colores claros son metapsamitas y los más oscuros metapelitas.

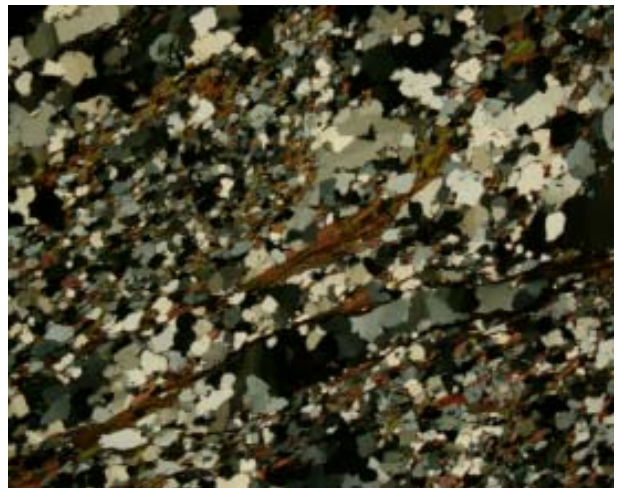


Figura 3.1.7. Detalle al microscopio de luz transmitida (nícoles cruzados) de un tramo de metapsamitas con esquistosidad, con cuarzo y biotita. Campo, 5,8 mm.

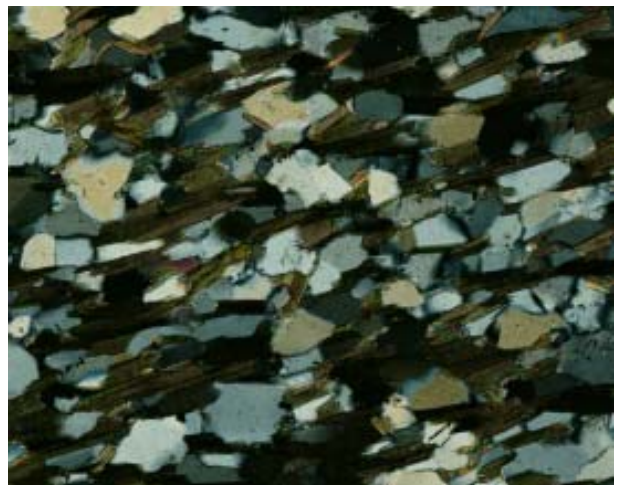


Figura 3.1.8. Detalle al microscopio de luz transmitida (nícoles cruzados) de un tramo de metapsamitas biotíticas, muy rico en cuarzo. Campo, 2,4 mm.

3.1.2. LA DEFORMACIÓN Y EL METAMORFISMO PRECÁMBRICOS

Aunque el estudio de detalle de estos aspectos queda lejos de los objetivos de la tesis, para poder enmarcar el contexto geológico se ha realizado un ensayo de evaluación a grandes rasgos de la estructura geológica de la zona estudiada, a partir de fotogeología (imagen satélite) e integrando los datos disponibles de campo.

La deformación de los materiales precámbricos es compleja y polifásica, pues estos materiales se encuentran afectados por diversas fases de pliegues con cabalgamientos asociados; el conjunto, a su vez, es cortado por fallas, y afectado por metamorfismo regional.

Las series del Precámbrico se encuentran intensamente plegadas en la zona de estudio, y afectadas por metamorfismo regional en facies anfibolitas, que para el caso de las metapelitas puede apreciarse que se está dentro de las zonas de la biotita y de la cordierita, aunque en algunos sectores situados más hacia el SW parece que se llega a entrar en la zona de los esquistos verdes.

El plegamiento

A grandes rasgos, la deformación se produce en una fase principal que desarrolla pliegues muy apretados, de tipo similar, con ejes de dirección aproximada WNW-SSE a NW-SE.

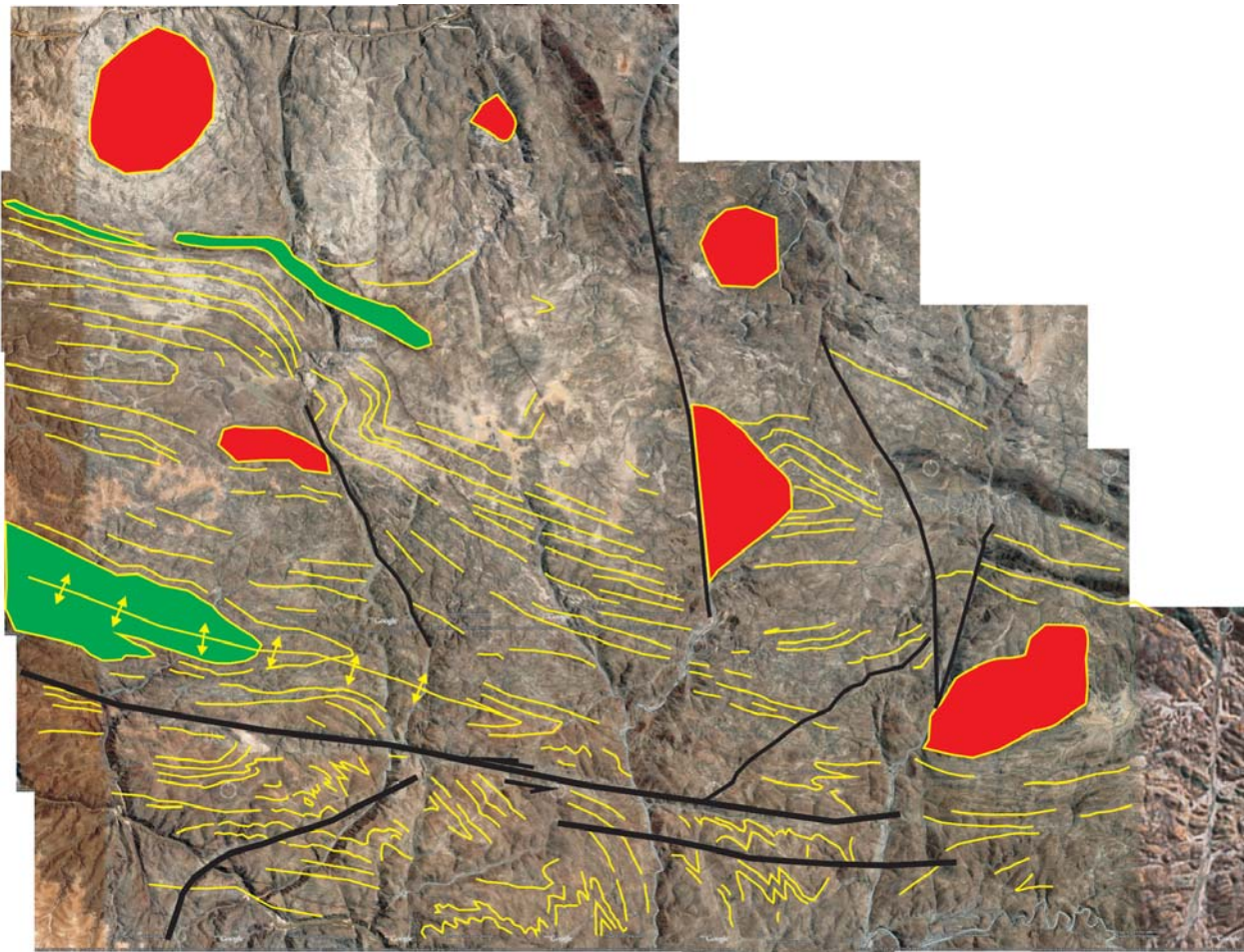


Figura 3.1.9 Fotointerpretación, a partir de la imagen satélite, de la estructura de la zona estudiada. En verde, los cuerpos de anfibolitas; en rojo, los cuerpos intrusivos de granitoides. Las líneas amarillas trazan las direcciones de foliación metamórfica o la estratificación; las líneas de trazo negro grueso son fallas. Adviértase el carácter tarditectónico de los granitos y de las fallas. Los pliegues son muy apretados y de dirección dominante WNW-ESE.



Figura 3.1.10. Detalle, en imagen de foto de satélite, de la estructura de la zona sur de la zona estudiada. Se aprecian pliegues de tipo similar, apretados, desarrollados en los materiales turbidíticos (areniscas de color claro y pizarras de color más oscuro) de la serie superior.

A escala de toda la zona, en imagen de fotosatélite, se distinguen pliegues de radio kilométrico, en los que los grandes paquetes de anfibolitas masivas acostumbran a aflorar en los núcleos anticlinales, y en los flancos, las series turbidíticas de esquistos y areniscas (figura 3.1.9).

En asociación con este estadio de plegamiento se producen eventualmente despegues en los flancos de los pliegues, con desarrollo de cabalgamientos dirigidos hacia el SSW. Estos cabalgamientos llegan a hacer superponer las series basales sobre las superiores hacia el SW de la zona estudiada (figura 3.1.9), y su desplazamiento parece ser al menos de alcance hectométrico.

Los ejes de los pliegues parecen estar generalmente inclinados unos 20-35° al NE, si bien a veces están inclinados hacia el SW,

delimitando afloramientos de anfibolitas de forma redondeada o elongada, lo que sugiere la existencia de estructuras de interferencia de pliegues de tipo domo, que pueden haber sido producidas por interferencia de al menos dos generaciones de pliegues.

La fase dominante de plegamiento, la principal, tendría vergencia hacia el SW, con su plano axial con inclinación variable, aunque generalmente muy inclinado; estos pliegues se perciben mucho mejor a escala de paisaje en los materiales de la serie detrítica superior de carácter turbidítico, debido al contraste de color entre los paquetes arenosos y los pizarrosos (figura 3.1.10).

A nivel de campo es común poder observar, especialmente en los materiales turbidíticos o metapelíticos, pliegues menores, de radio medio a pequeño, asociados a las

grandes estructuras de la fase de plegamiento principal, que ya se han perfilado en los apartados anteriores. En general, se reconocen pliegues menores de tipo M (zonas de charnela), de tipo S (zonas de flanco normal) o de tipo Z (flanco invertido); algunos ejes subverticales pueden corresponder a la primera fase de deformación (figuras 3.1.11, 3.1.12, 3.1.13).

La esquistosidad de plano axial asociada a estos pliegues está generalmente bien desarrollada en las metapelitas, siendo menos patente en las metagrauvacas o en las anfibolitas de grano grueso. Por lo general el grado de recristalización de los filosilicatos es muy elavado.



Figura 3.1.11. Pliegues menores de tipo S, asociados a un flanco normal de un pliegue mayor. Los niveles más resistentes a la erosión son de chert (unidad superior).

A menudo se reconocen dos estadios de desarrollo de esquistosidad, con la aparición de foliaciones crenuladas, la principal de las cuales es la segunda, que llega a transponer a la primera esquistosidad.

La presencia de esquistosidades transpuestas es más fácilmente observable en los micasquistos, pese a ser este tipo de rocas menos abundante de lo esperado (figura 3.1.14).

La existencia de esquistosidades transpuestas es un indicador claro de la existencia de más de una fase de plegamiento, y, debido a la geometría de las crenulaciones, probablemente las direcciones de los pliegues sean muy parecidas.



Figura 3.1.12. Pliegues menores de tipo Z en metapelitas de la unidad media, asociados a un flanco invertido de un pliegue mayor.



Figura 3.1.13. Pliegues de eje subvertical, posiblemente asociados a la primera fase, afectando alternancias de pizarras y areniscas (unidad media).



Figura 3.1.14. Esquistosidades transpuestas en materiales metapelíticos, definidas por moscovita; la fase principal está horizontal en la imagen. Nícoles cruzados; campo, 5,8 mm.

El metamorfismo

El metamorfismo de la zona estudiada se produce en la mesozona, con un fuerte grado de recristalización de las rocas, en condiciones principalmente en facies anfibolitas; en las rocas esquistosas se reconocen asociaciones minerales dentro de la zona de la biotita o de la cordierita.

Aunque el estudio de las rocas metamórficas queda lejos del objetivo de este trabajo, a grandes rasgos se ha realizado una aproximación a las condiciones de formación de este tipo de rocas, puesto que son el encajante de buena parte de las pegmatitas del campo de Giraúl.

Los materiales de la zona de estudio en los que quedan registrados los principales cambios metamórficos son las rocas volcánicas básicas, metamorfizadas como anfibolitas, las volcanosedimentaris y básicas, metamorfizadas como metatufitas, y las metapelitas y metapsamitas, por lo que describiremos estas rocas con mucho mayor detalle.

Anfibolitas

Se caracterizan por su asociación mineral de plagioclasa + hornblenda verde + epidota/clinozoisita ± biotita; como mineral opaco accesorio es común la ilmenita, más o menos reemplazada por titanita en sus bordes de grano (figuras 3.1.15-3.1.22). Otros minerales accesorios son más escasos (apatito, zircón). Finalmente, otros componentes como cuarzo, clorita y calcita se considera que son productos secundarios. Estas asociaciones minerales son típicas de la facies de las anfibolitas.

Los minerales más abundantes de las anfibolitas de Giraúl son plagioclasa (cerca del 35%) y anfíbol verde (alrededor del 35%); el resto de minerales se reparten el resto, siendo la biotita el más común entre los accesorios (alrededor de un 10-15%). No obstante, en algunos casos la hornblenda puede aparecer en proporciones mucho mayores.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito prismático corto, hipidiomórficos, en

todos los casos con maclado polisintético, casi siempre según la ley de la albita, aunque en algunos casos se aprecia la ley de la periclina. Además, puede tener zonado ondulatorio, generalmente mal definido. Es de grano grueso, alcanzando en algunos casos 3-4 mm. En la mayor parte de los casos está poco sericitizada.

El anfíbol forma cristales hipidiomórficos, de hábito prismático corto. Es de color verde muy oscuro, por lo que debe ser rico en hierro, y presenta también a menudo zonado y maclado simple o polisintético; es de grano grueso (2-5 mm) y en ocasiones poiquiloblástico, englobando granos de cuarzo y biotita. No se observan exsoluciones de otros anfíboles. Aunque no ha sido analizado químicamente de forma sistemática con microsonda electrónica, sus características ópticas parecen corresponder en todos los casos a las de un anfíbol cálcico del tipo de las «hornblendas».

La biotita es idiomórfica o hipidiomórfica, de hábito tabular. Es fuertemente pleocroica con colores muy oscuros, por lo que deducimos que, pese a no haber sido analizada químicamente con microsonda electrónica, probablemente es de composición próxima a la annita; a menudo contiene inclusiones de zircón metamítico, de tamaño de grano muy fino, que le ocasionan aureolas metamíticas pleocroicas.

La epidota es idiomórfica, de hábito prismático muy corto, y a menudo se encuentra maclada. Es de tamaño de grano fino (generalmente entre 100-500 μm) y no se aprecia zonación en la misma. Es muy poco rica en hierro, como lo indica su coloración muy pálida, casi incolora. Los cristales de epidota están casi siempre libres de inclusiones, si bien a veces en su núcleo se aprecian cristales de allanita.

En no pocos casos la allanita se presenta en lugar de la epidota. La allanita desarrolla también cristales de aspecto muy idiomórfico, si bien éstos están muy zonados; su tamaño de grano es inferior a 1 mm. En luz transmitida, sin analizador, se ve de color amarillento, y en nícoles cruzados tiene comportamiento isótropo, evidenciando un carácter

metamórfico, por lo que debe contener torio en su estructura.

La zoisita es rara, pero puede aparecer alternativamente a la epidota, o acompañando a la misma, casi siempre como un producto de reemplazamiento de grano muy fino (menos de 100 micras) de otros minerales, apareciendo principalmente en los contactos entre plagioclasa y biotita.

El cuarzo y la calcita son siempre alotriomórficos, de tamaño de grano muy fino (menos de 100 micras) y no parecen ser nunca primarios, pues se encuentran en vetillas o como productos de reemplazamiento de otros minerales. En ningún caso son abundantes en estas rocas.

Completan la asociación pequeñas cantidades de apatito, ilmenita y titanita. El apatito forma cristales hipidiomórficos de hábitoprismático corto, no zonados, de grano fino a medio, pudiendo alcanzar hasta 500 micras.

La ilmenita aparece generalmente en cristales hipidiomórficos de hábito tabular, bastante redondeados.

La titanita, como se ha indicado, es pseudomórfica de ilmenita, y aparece como granos alotriomórficos de grano muy fino (menos de 100 micras) desarrollados en los bordes de grano de la misma.

La clorita es generalmente un producto pseudomórfico de clorita o anfíbol, y aparece en cristales tabulares de grano fino; es de color verde pálido. Es rara, y probablemente sea un producto retrometamórfico.

Metatufitas

La composición mineral de estas rocas es bastante parecida a la de las anfíbolitas, con las que se encuentran generalmente asociadas (figuras 3.1.23-3.1.26). Como se recordará, forman bancos finamente laminados, intercaladas entre anfíbolitas, metapelitas y metapsamitas. Su composición mineral es mixta entre este conjunto de rocas. Por consiguiente, se caracterizan por presentar una asociación mineral de cuarzo + biotita + plagioclasa + hornblenda verde + epidota/clinozoisita ± almandino. En mucha

menor cantidad, aparecen minerales como ilmenita, titanita, apatito y zicón. Otros minerales accesorios (clorita, calcita) corresponden a productos secundarios o retrógrados.

A diferencia de las anfíbolitas, el mineral más abundante es cuarzo (cerca del 35%) y biotita (alrededor del 25%); las proporciones de anfíbol y de plagioclasa son muy variables entre cada uno de los niveles muestreados. Los otros minerales son mucho más escasos.

El cuarzo se presenta en granos que evidencian un origen detrítico, alotriomórficos, de bordes angulosos pero con una esfericidad moderada. De todos modos, en muchos casos la deformación enmascara estas texturas. Por lo general, es de grano fino (entre unas 100 y 500 micras).

La biotita es muy común, hipidiomórfica, de hábito tabular fino. Es fuertemente pleocroica, a menudo en tonos pardorrojizos, por lo que probablemente es rica en titanio; a menudo contiene inclusiones de zircón metamórfico, de tamaño de grano muy fino, que le ocasionan aureolas metamórficas pleocroicas.

La plagioclasa se presenta en cristales de forma variable, entre hipidiomórfica a alotriomórfica, aunque este último caso es más corriente. En todos los casos se evidencia el maclado polisintético, casi siempre según la ley de la albita. Es de grano fino, similar al del cuarzo (entre 100 y 500 micras). El grado de sericitización es bajo o nulo.

El anfíbol forma cristales alotriomórficos. Es de color verde, con tonos muy variables, aunque casi siempre debe ser rico en hierro; se aprecia a menudo zonado, y además es común el maclado simple o polisintético. Su tamaño de grano es a menudo más grueso que el del resto de minerales (casi siempre, cercano a las 500 micras o algo más) y en ocasiones es poiquiloblástica, englobando casi siempre abundantes granos de cuarzo y biotita. No se observan exsoluciones de otros anfíboles. Se dispone de análisis químicos mediante microsonda electrónica de algunas de estas hornblendas, que demuestran que se encuentran a caballo de los campos composicionales de la magnesiohornblenda y de la ferrohornblenda.

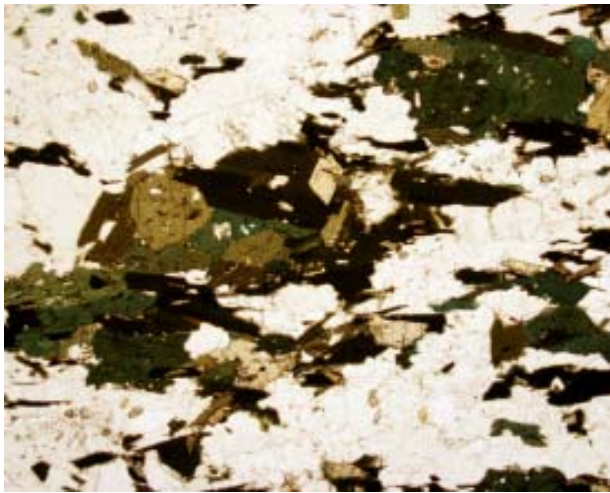


Figura 3.1.15. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una anfíbolita, con plagioclasa, anfíbol (verde), biotita (marrón) y epidota (amarillo pálido). Campo, 5,8 mm.

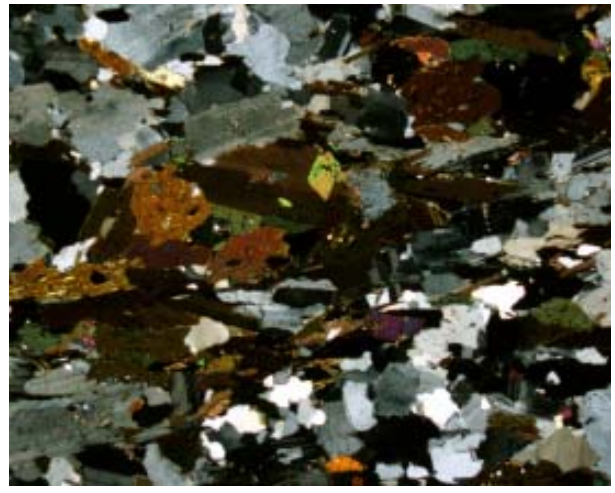


Figura 3.1.16.. La misma imagen anterior, en nícoles cruzados.

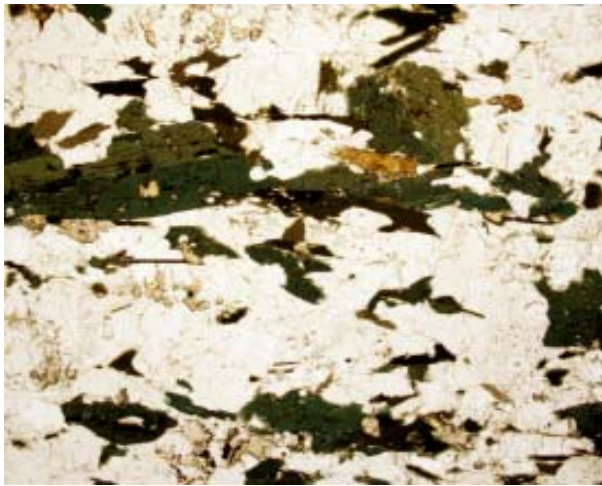


Figura 3.1.17. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una anfíbolita, con plagioclasa, anfíbol (verde), biotita (marrón) y allanita zonada (amarillo parduzco). Campo, 5,8 mm.

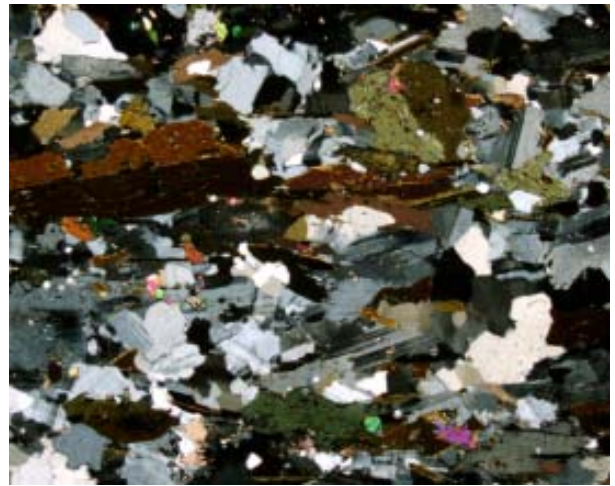


Figura 3.1.18. La imagen anterior, en nícoles cruzados.



Figura 3.1.19. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una anfíbolita, con plagioclasa, anfíbol (verde) y biotita (marrón) . Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.20. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una anfíbolita, con plagioclasa, anfíbol (verde), biotita (marrón) y allanita zonada (amarillo parduzco). Campo, 5,8 mm.

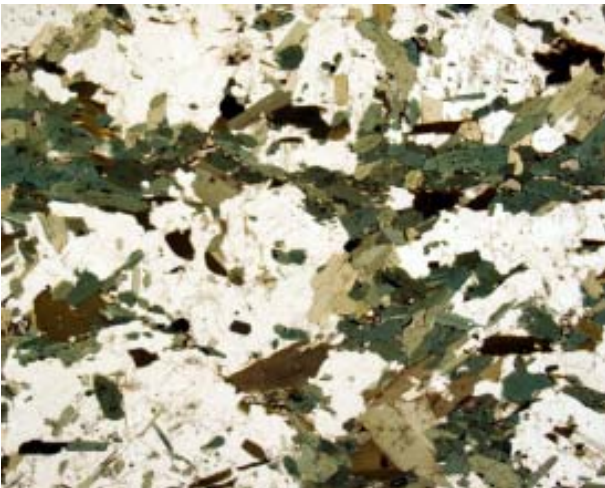


Figura 3.1.21. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una anfíbolita, con plagioclasa, anfíbol (verde) y biotita (marrón). Campo, 5,8 mm.

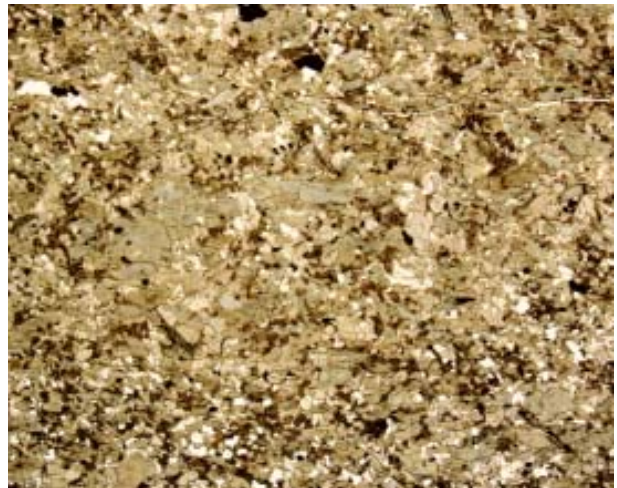


Figura 3.1.22. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una anfíbolita, con plagioclasa, anfíbol (verde) y biotita (marrón). Campo, 11,6 mm.



Figura 3.1.23. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una metatufita, con plagioclasa, anfíbol (verde), biotita (marrón) y cuarzo. Campo, 5,8 mm.

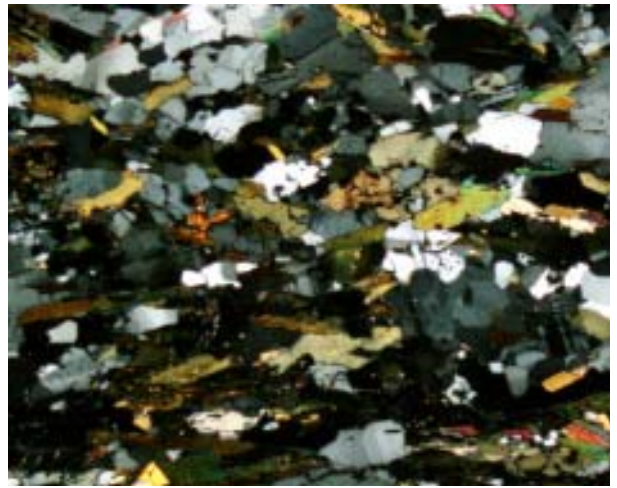


Figura 3.1.24. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Nótese las maclas polisintéticas en la plagioclasa, y los granos comunes de cuarzo poco redondeado.



Figura 3.1.25. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una metatufita, con plagioclasa, anfíbol (verde), biotita (marrón) y cuarzo. Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.26. La imagen anterior, en nícoles cruzados. A remarcar la abundancia de cuarzo y la textura de grano fino.

La epidota es casi siempre idiomórfica, de hábito prismático muy corto, y a menudo se encuentra maclada. Es de tamaño de grano fino (casi siempre entre 100-500 μm) y no se aprecia zonación en la misma. Es pobre en hierro (puesto que es casi incolora), y en el núcleo de los cristales a veces se aprecia allanita.

La allanita, como la epidota, se encuentra también como cristales idiomórficos, en este caso, claramente zonados; su tamaño de grano es inferior a 1 mm. En luz transmitida, sin analizador, se ve de color amarillento a amarillo parduzco, con relieve no muy elevado; en nícoles cruzados, se la observa muy isotropizada debido a procesos de metamictización.

La clinozoisita/zoisita es rara en estas rocas y, cuando aparece, es poco abundante. Puede formarse alternativamente a la epidota, o acompañando a la misma. Presenta un tamaño de grano muy fino (menos de 100 micras), y casi siempre se desarrolla como un producto de reemplazamiento tardío de otros minerales, de manera que aparece principalmente en bordes de grano, en los contactos entre plagioclasa y biotita. En algunos de estos casos, parece que se encuentra formando parte de agregados simplectíticos con cuarzo.

El almandino forma cristales idiomórficos (trapezoédricos o rombododecaédricos) a hipidiomórficos (redondeados o elipsoidales, a veces helicíticos), de tamaño promedio en el orden milimétrico. Es de color rojizo, levemente rosado-rojizo en lámina delgada. Casi siempre es poiquiloblástico, siendo rico en inclusiones de cuarzo y, en menor grado, biotita. El conjunto de esta asociación puede estar parcialmente reemplazado por cristales de clorita.

La calcita es alotriomórfica; es muy escasa y de tamaño de grano muy fino (menos de 100 micras), y no parece ser nunca primaria, pues rellena fisuras o es un producto de reemplazamiento de otros minerales, principalmente plagioclasa o anfíboles.

La clorita es poco común y generalmente pseudomórfica de biotita, granate o anfíbol; es de color verde pálido.

Metapelitas y metapsamitas

Se encuentran generalmente afectadas por la esquistosidad regional. En la mayor parte de casos están constituidas por biotita, cuarzo, moscovita, con pequeñas cantidades de plagioclasa o microclina (figuras 3.1.27-3.1.28).

La proporción de cada mineral en la roca y su tamaño de grano son muy variables entre los diferentes niveles que constituyen estas secuencias sedimentarias.

Los cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita presentan características morfológicas del todo comparables a las ya descritas para los mismos minerales de los tramos de rocas vulcanoclásticas; para las características texturales de estos minerales en este tipo de rocas podemos remitirnos a las figuras 3.1.2-3.1.8 y 3.1.11-3.1.14.

La moscovita no es común en todos los niveles metasedimentarios, y aparece en forma de dos tipos de texturas, como poiquiloblastos o en la matriz.

Los cristales poiquiloblásticos de moscovita son de tamaño milimétrico e idiomórficos, con hábito tabular grueso. Acostumbran a presentar abundantes inclusiones de cuarzo y feldespatos y no presentan zonación; de hecho, este tipo de moscovita es más común en los tramos más metapsamíticos (figura 3.1.27).

De todos modos, en el campo de Giraúl es mucho más frecuente encontrar la moscovita como un componente de la matriz de grano más fino, especialmente en los niveles más pelíticos. Este tipo de moscovita forma cristales hipidiomórficos de hábito tabular, delgados, muy a menudo afectados por crenulaciones y jamás son poiquiloblásticos (figuras 3.1.28-3.1.32).

En algunos casos, casi siempre en los tramos de materiales más finos y más ricos en filosilicatos, aparecen cristales de granate rico en componente almandino. Son de tamaño milimétrico y casi siempre idiomórficos (trapezoédricos o rombododecaédricos) pero también hipidiomórficos (redondeados o elipsoidales, a veces helicíticos; figuras 3.1.33-3.1.38). No obstante, este mineral no es abundante en la zona, y en los tramos con



Figura 3.1.27. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de un micasquisto, con moscovita poiquiloblástica (amarillento-verdosos) y cuarzo (gris) en la matriz. Campo, 5,8 mm.

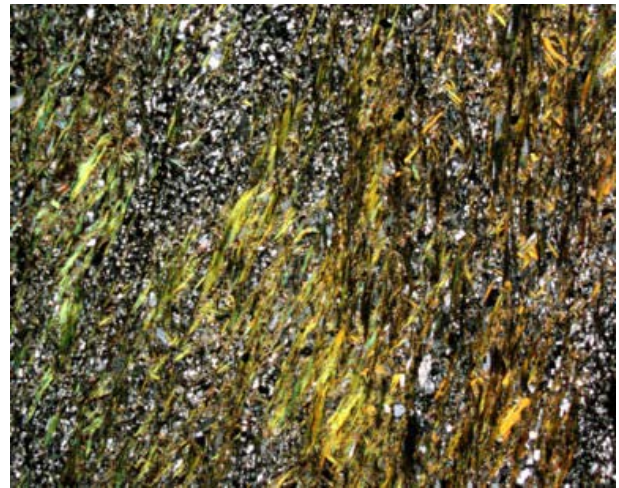


Figura 3.1.28. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de un micasquisto, con moscovita (amarillento-verdosos) y cuarzo (gris) en la matriz. Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.29. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de un esquistosilíceo moscovítico, con cuarzo, biotita y cristales tabulares de moscovita. Campo, 11,6 mm.

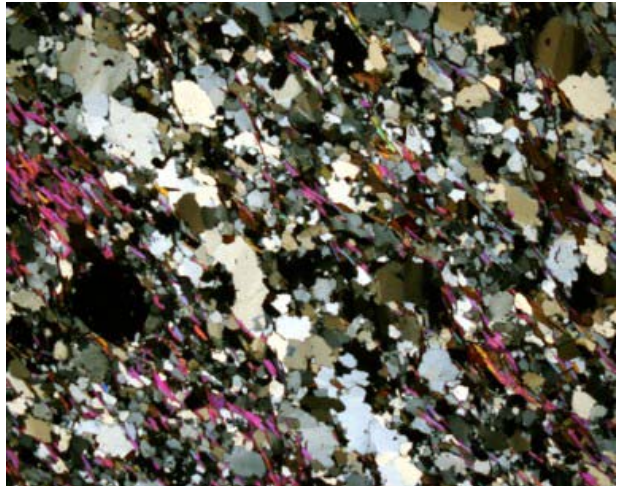


Figura 3.1.30. La imagen anterior, en nícoles cruzados. La moscovita muestra colores de interferencia de finales del primer orden-comienzos del segundo; el cuarzo, grises de primer orden.

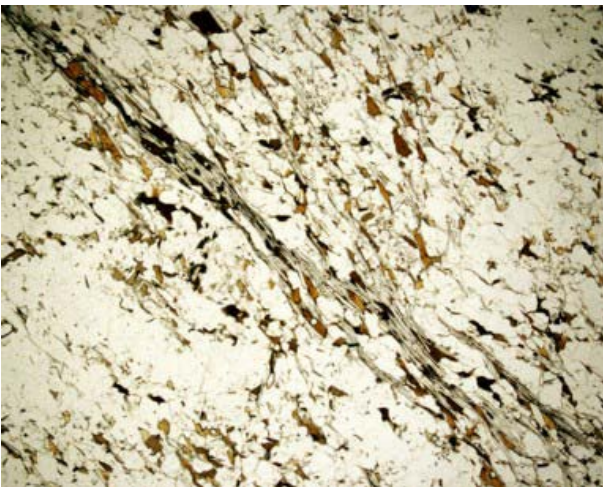


Figura 3.1.31. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de un esquistosilíceo, con biotita (marrón), moscovita y cuarzo. Campo, 5,8 mm.

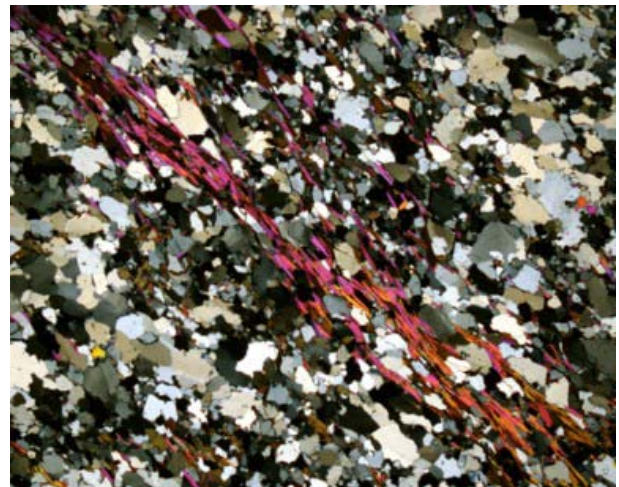


Figura 3.1.32. La imagen anterior, en nícoles cruzados. A remarcar la abundancia de cuarzo (gris) y la textura de grano fino.

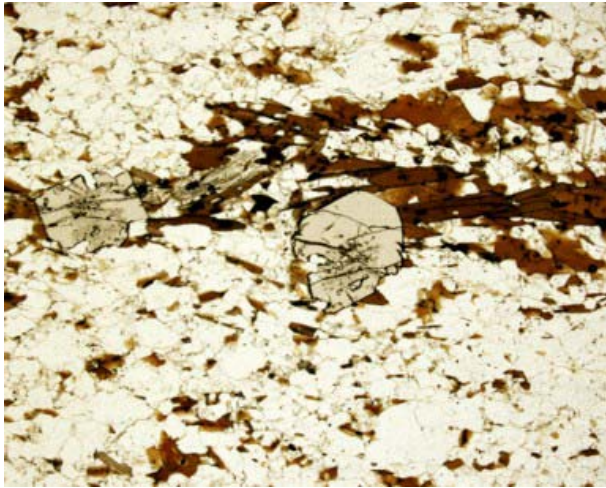


Figura 3.1.33. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de un micasquisto, con almandino poiquiloblástico, biotita y cuarzo en la matriz. Campo, 5,8 mm.

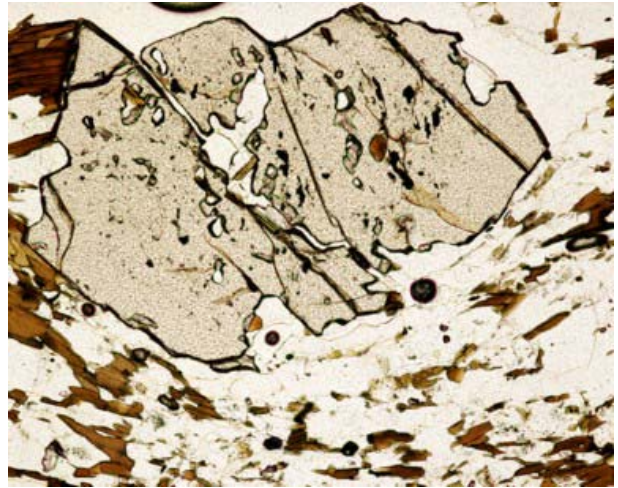


Figura 3.1.34. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de un micasquisto, con granate poiquiloblástico rotado; hay biotita y cuarzo (gris) en la matriz. Campo, 2,4 mm.



Figura 3.1.35. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una esquistosilíceo, con almandino (alto relieve), cuarzo (bajo relieve, incoloro) y biotita (marrón). Campo, 11,6 mm.



Figura 3.1.36. La imagen anterior, en nícoles cruzados. A remarcar la abundancia de cuarzo (gris) y la textura de grano fino. Campo, 11,6 mm.

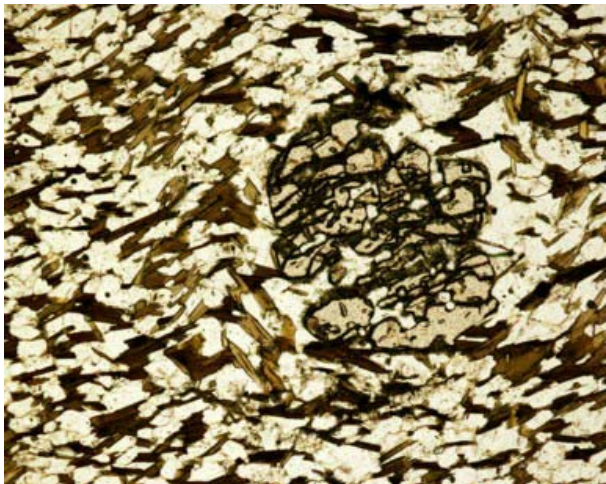


Figura 3.1.37. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) la imagen anterior. Campo, 5,8 mm.

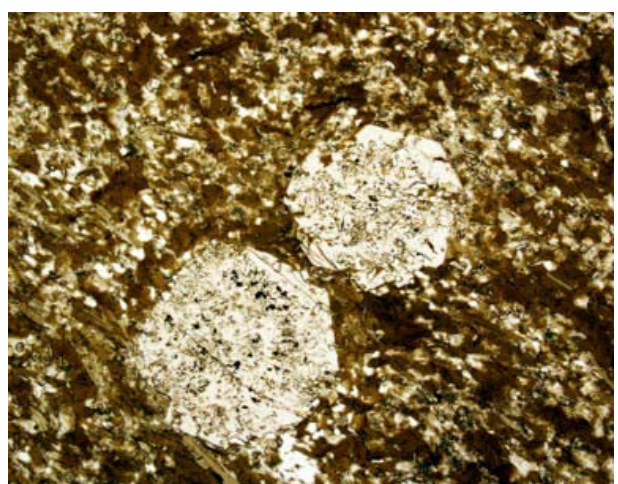


Figura 3.1.38. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de un micasquisto, con almandino poiquiloblástico, y cuarzo y biotita en la matriz. Campo, 5,8 mm.

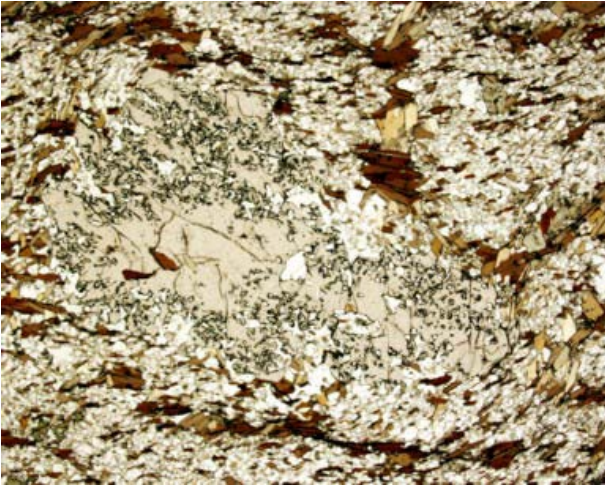


Figura 3.1.39. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de un esquistos con un poiquiloblasto de granate rotado; nótese la esquistosidad envolvente de la biotita (marrón). Campo, 2,4 mm.

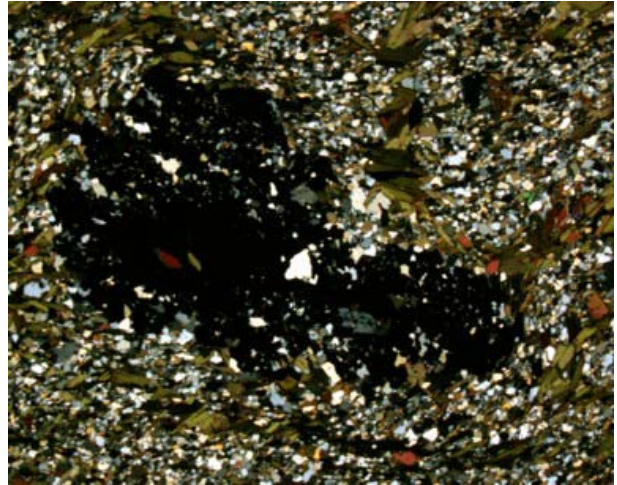


Figura 3.1.40. Detalle al microscopio de luz transmitida (en nícoles cruzados) de la misma imagen anterior. A remarcar las inclusiones de cuarzo dentro del granate.



Figura 3.1.41. Detalle al microscopio de luz transmitida (nícoles cruzados) de un esquistos, con almandino rotado, cuarzo y biotita (marrón). Campo, 4,8 mm.



Figura 3.1.42. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una micasquistos; nótese la esquistosidad envolviendo al almandino (isótropo). Campo, 11,6 mm.

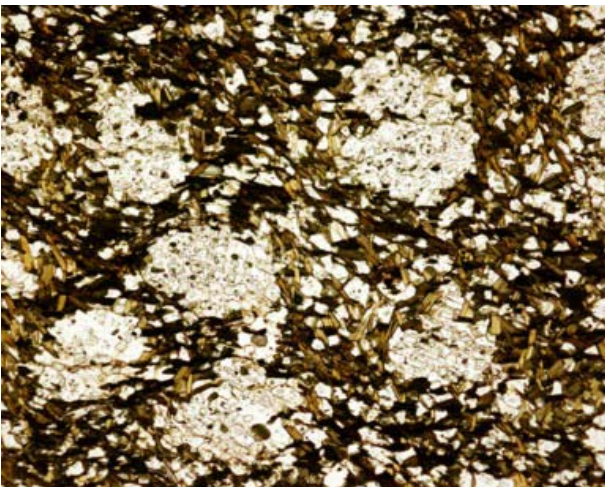


Figura 3.1.43. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de un esquistos, con motas de cordierita poiquiloblástica, cuarzo y biotita (marrón). Campo, 11,6 mm.



Figura 3.1.44. Detalle al microscopio de luz transmitida (en nícoles cruzados) de la misma imagen anterior. A destacar el maclado en la cordierita.

alternancias de metapelitas y metapsamitas queda limitado a las primeras. Los cristales son poiquiloblásticos y, en algunos casos, llega a evidenciarse su carácter sincinemático, debido a la presencia de inclusiones rotadas del bandeo metamórfico, a la vez que se observa que el cristal queda envuelto por la esquistosidad (figuras 3.1.39-3.1.42). Estas texturas evidencian que el climax metamórfico es sincrónico con la fase principal de plegamiento.

En cambio, no se han localizado en la zona del río Giraúl algunos aluminosilicatos típicamente metamórficos y que podrían haberse formado en estas facies metamórficas, como cianita, andalucita, sillimanita, cloritoide, o estauroilita; sólo en una muestra en una metapelita rica en biotita se formó cordierita (figuras 3.1.43-3.1.44), asociada a almandino.

La cordierita aparece muy raramente, habiéndose observado hasta el presente momento sólo en unos micasquistos de la unidad superior. Se trata de micasquistos ricos en granate y cordierita. La cordierita se presenta en cristales fácilmente reconocibles en muestra de mano en el campo, en forma motas de color blanco-grisáceo. No está casi nunca alterada, y cuando lo está, no lo es más que ligeramente en los bordes, a pinita de grano muy fino. En lámina delgada se aprecia que es incolora y poiquiloblástica, rica en inclusiones de cuarzo y biotita. Es de forma alotriomórfica, redondeada, aunque a veces en algunos cristales con una tendencia más hipidiomórfica se reconoce la forma pseudo-hexagonal de sus cristales de hábito prismático cuando están maclados. En nícoles cruzados éstos muestran maclas complejas de tipo polisintético.

La ausencia de polimorfos del Al_2SiO_5 en el campo de Giraúl probablemente sea debida al predominio de cuarzo en todos los metasedimentos, incluidos los más finos; además, estas rocas son muy ricas en Mg, como consecuencia de que los sedimentos se forman, en buena parte, por erosión de paquetes de rocas volcánicas y vulcanosedimentarias básicas. Por consiguiente, no se dan las condiciones químicas óptimas que debe tener un protolito para que se formen los minerales ricos en Al.

Por otra parte, si bien las asociaciones minerales descritas en los apartados anteriores corresponderían a un metamorfismo regional en grado metamórfico medio, en las facies anfibolíticas, la clorita primaria puede aparecer en la franja de materiales metapelíticos situada más hacia el SW de la zona. Así pues, en este sector posiblemente se den condiciones metamórficas en un grado metamórfico más bajo que en el resto de la zona, ya dentro de la facies de los esquistos verdes. No obstante, hasta el momento no se dispone de material suficiente para confirmar este extremo.

En estos casos, la clorita aparece en cristales tabulares de grano fino (unas 200 micras), de dimensiones comparables a los de la moscovita con la que está asociada, y no se aprecian evidencias de que esté reemplazando a biotita.

Otros minerales accesorios, que pueden aparecer en mucha menor proporción, incluyen apatito, zircón y sulfuros (esencialmente, pirita). El primero aparece en granos de tamaño muy fino, casi siempre inferior a unas 20 micras. Estos granos son bastante redondeados, están libres de inclusiones y no están zonados, evidenciando su origen detrítico.

El zircón es escaso, aunque puede aparecer en la matriz de la roca, como cristales redondeados, también de apariencia detrítica. Es de tamaño de grano muy fino, inferior a unas 20 micras.

La pirita puede aparecer en algunos tramos más oscuros, aunque es muy escasa. Forma a veces cristales idiomórficos de forma de cubo. No está zonada, y a menudo es poiquiloblástica, incluyendo granos de cuarzo.

La titanita es rara, y a menudo presenta inclusiones de ilmenita, lo que podría indicar que aquélla se ha formado por reemplazamiento de óxidos de Ti de proveniencia volcánica o vulcanosedimentaria.

Finalmente, como otro componente que completa la asociación mineral, cabe citar localmente la presencia de finas plaquitas de grafito, producidas por metamorfismo de la materia orgánica del sedimento. El grafito está presente en los tramos más oscuros, si bien estos tramos nunca llegan a ser ampelíticos.



Figura 3.1.45. Imagen de satélite del afloramiento principal de cuerpos ultrabásicos del área (color más oscuro), encajados en esquistos (color grisáceo). Se aprecia, además, algunos diques de pegmatitas, de colores blancuzcos o rosados, emplazados tanto en los cuerpos ultrabásicos como en los esquistos. Sobre uno de ellos se realizaron diversas labores de exploración minera para minerales de elementos raros durante los años 1960.

3.1.3. ROCAS INTRUSIVAS DEL PRECÁMBRICO

En la zona estudiada se distinguen afloramientos de stocks de diversas rocas plutónicas ultramáficas y granitoides, con los que se asocian diques de pegmatitas (figura 3.1.1). Estos stocks de rocas plutónicas y su cortejo filoniano están dispuestos en una franja de afloramientos de unos 7 km de anchura aproximada, que cruza la zona estudiada aproximadamente según la dirección NW-SE. Aunque estas rocas no llegan a estar nunca claramente deformadas, su asociación espacial con los ejes de los grandes pliegues sugiere que su emplazamiento es tardi-orogénico en relación con los pliegues anteriormente descritos.

Existen otros afloramientos de rocas plutónicas intrusivas, fuera de los límites de la zona estudiada, reseñadas por Soares de Carvalho (1961) como pórfidos graníticos, y que parecen desvinculados de los granitoides anteriores; estos granitoides podrían corresponder a otro ciclo orogénico y ser de edades mucho más tardías, posiblemente mesozoicas, como reseña Montenegro de Andrade (1954), por lo que no serán descritos aquí.

Cabe señalar que alrededor de los cuerpos intrusivos no se aprecia metamorfismo de contacto, lo que sugiere un emplazamiento profundo de los granitoides, así como una relación estrecha entre el metamorfismo regional, la deformación y el emplazamiento de los granitoides.



Figura 3.1.46. Imagen de satélite de un afloramiento menor de rocas ultrabásicas (color más oscuro), de pocas decenas de metros de diámetro, y encajado en esquistos (color grisáceo). Se aprecia, además, algunos diques de pegmatitas, de colores blancuzcos o rosados. Adviértase la forma de gota del cuerpo intrusivo, aparentemente no afectado por fenómenos deformativos.

Rocas ultramáficas

Aparecen en varios puntos de la zona de estudio, formando cuerpos vagamente circulares de grandes dimensiones (en el orden kilométrico), con contactos muy netos con la roca encajante.

A nivel interno, estos cuerpos son muy heterogéneos y aparentemente están poco deformados, pues no se observa foliación dentro de los mismos, por lo que deberían ser post-tectónicos en relación a las principales fases de plegamiento identificadas en el área.

En estos afloramientos de rocas ultramáficas pueden reconocerse, al menos, facies de piroxenitas, hornblenditas y gabronoritas, pero probablemente haya facies todavía más ultramáficas. Las relaciones espaciales y temporales entre estas subfacies no han sido estudiadas en detalle en este trabajo.

Piroxenitas hornbléndicas y hornblenditas piroxénicas

Las piroxenitas hornbléndicas y las hornblenditas piroxénicas parecen formar un continuo de rocas. Estas rocas componen la mayor parte del intrusivo máfico situado casi en el centro de la zona de estudio, de varios centenares de metros de anchura (figura 3.1.45), así como otros afloramientos de dimensiones mucho más reducidas, unas pocas decenas de metros (figura 3.1.46).

Se trata de rocas holocristalinas, faneríticas (con tamaño de grano muy grueso e incluso pegmatítico), con textura hipidiomórfica o bien porfidoblástica, y granular. Los cristales se encuentran orientados al azar, lo que sugiere que estas rocas no han sido significativamente afectadas por las fases de plegamiento precámbricas.

Por lo general, la roca consta de cristales de gran tamaño de anfíbol (de hasta varios centímetros de longitud en algunos casos) que engloban cristales de clinopiroxeno (figuras 3.1.47-3.1.50).

Los cristales de anfíbol son de hábito prismático corto, y presentan a menudo texturas de equilibrio entre ellos. A menudo su núcleo se ve más oscuro debido a ser más rico en Fe.

El piroxeno muestra forma de hipidiomórfica a idiomórfica; es incoloro, de composición diopsídica. A menudo se encuentra maclado con maclas simples o polisintéticas; en cambio, no se observa zonación concéntrica en el mismo, aunque sí puede existir zonación en forma de reloj de arena. Por otra parte, el grado de reemplazamiento que acostumbra a presentar por anfíbol de tipo I no permite ver si presenta exsoluciones de otros piroxenos.

Completan la asociación ilmenita (cristales alotriomórficos, redondeados) y apatito (cristales idiomórficos, de tamaño a veces medio, alcanzando algunos centenares de micras); en ocasiones aparece titanita reemplazando al primer mineral.

Hornblenditas

Desconocemos en detalle las dimensiones de estos cuerpos y las relaciones geométricas y temporales con los cuerpos ultramáficos anteriores.

Las hornblenditas presentan una textura granuda hipidiomórfica, y están constituidas casi exclusivamente por anfíbol verde de tipo hornblenda (figuras 3.1.51-3.1.52), aunque pueden aparecer

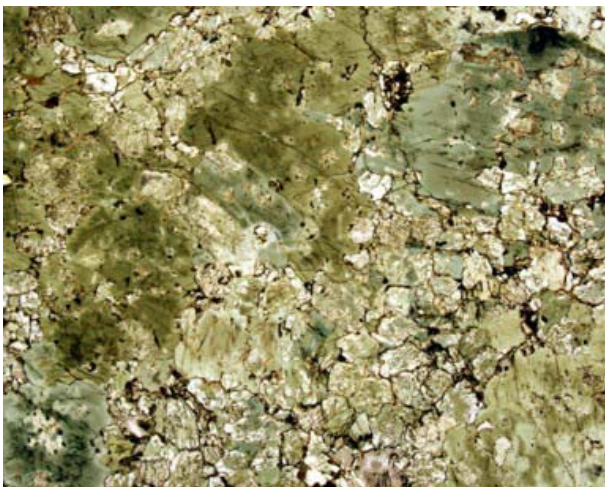


Figura 3.1.47. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una piroxenita, con piroxeno (incoloro) y anfíbol (verde, zonado). Campo, 5,8 mm.

cantidades accesorias de clinopiroxeno. Los cristales de anfíbol son hipidiomórficos, de hábito prismático corto, y se encuentran a menudo fuertemente zonados.

El tamaño de grano es aparentemente menor al de las rocas piroxénicas, y por lo general es de orden milimétrico. Tampoco presentan evidencias de deformación, pues los cristales se encuentran totalmente desorientados.

Gabronoritas

Las gabronoritas se encuentran generalmente como material intersticial en brechas ígneas definidas por clastos de las rocas ultramáficas anteriores, que quedan de esta manera aglutinadas por la matriz gabronorítica (figura 3.1.53). La morfología de estos cuerpos y sus dimensiones no han sido establecidas en detalle, pues forman subunidades dentro de los cuerpos ultramáficos mayores; no obstante, deben constituir cuerpos como mínimo de orden decamétrico.

La matriz gabronorítica presenta una textura granuda, de grano fino (hasta 1-2 mm), equidimensional y alotriomórfica. Las plagioclasas y los piroxenos presentan granos muy redondeados, con texturas de cristalización en equilibrio (puntos triples; figura 3.1.54). En la plagioclasa el maclado polisintético está generalizado, pero en cambio no presentan zonado.

Los minerales de estas rocas están desorientados, por lo que tampoco presentan evidencias de deformación.

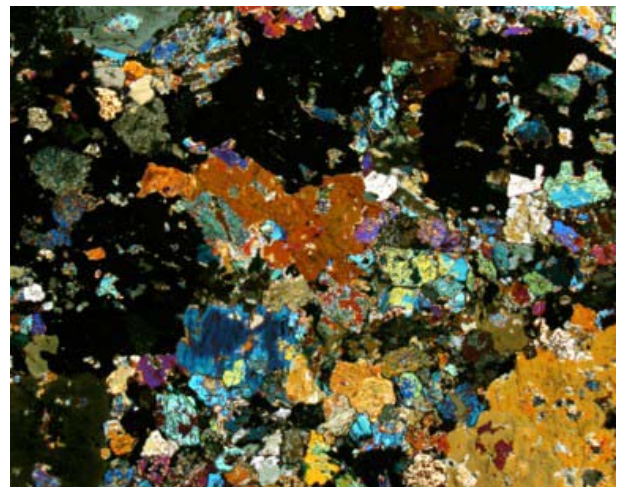


Figura 3.1.48. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Adviértase la zonación del anfíbol, y el carácter desorientado de todos los cristales de la roca.



Figura 3.1.49. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una piroxenita anfibólica, con piroxeno idiomórfico (incolores) reemplazado por anfíbol verde. Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.50. La misma imagen anterior, en nicoles cruzados. Un cristal de piroxeno con color de interferencia verde amarillento muestra zonación en forma de reloj de arena.



Figura 3.1.51. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una hornblendita; los cristales más incolores y pequeños son de piroxenos. Campo, 5,8 mm.

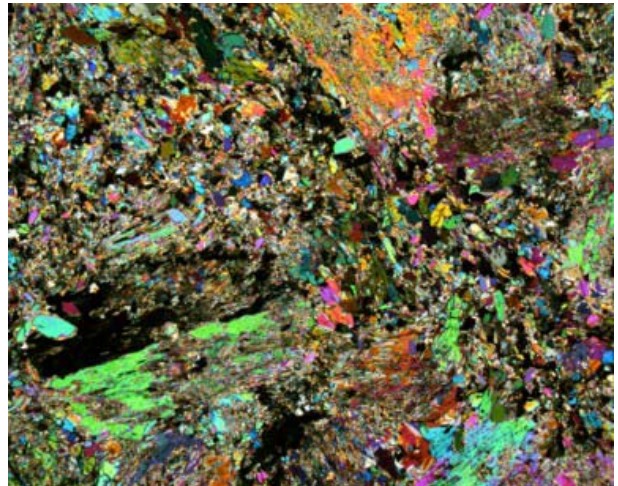


Figura 3.1.52. La misma imagen anterior, en nicoles cruzados. Nótese el carácter desorientado de los cristales.

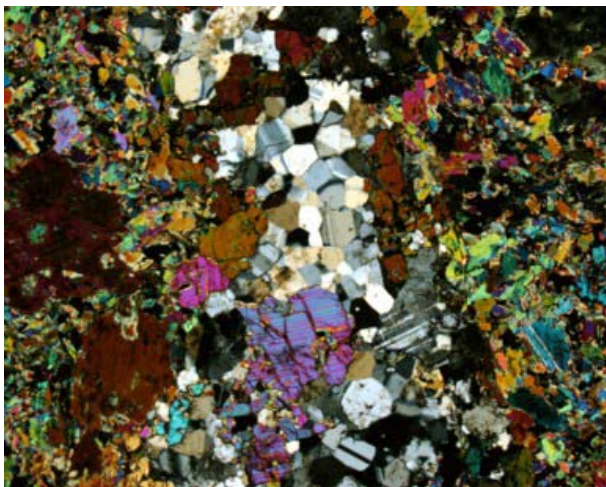


Figura 3.1.53. Detalle al microscopio de luz transmitida (nicoles cruzados) de una gabronorita rellenando una brecha magmática con fragmentos de anfibolita. Campo, 11,6 mm.

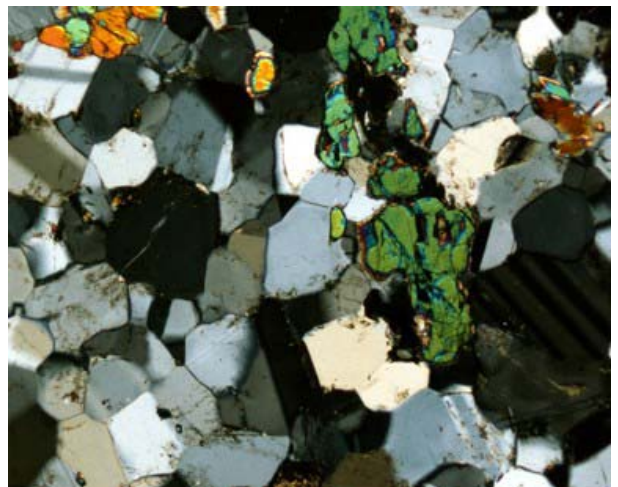


Figura 3.1.54. Detalle al microscopio de luz transmitida (nicoles cruzados) de una gabronorita, con cristales de plagioclasa (gris) y piroxeno (colores de interferencia de 2º orden). Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.55. Imagen de satélite del afloramiento principal de cuerpos dioríticos del área (color más oscuro, forma redondeada en el centro de la imagen), encajados en esquistos (color grisáceo) y anfibolitas (color pardo muy oscuro, extremos izquierdo y derecho de la imagen). Se aprecia, además, algunos diques de pegmatitas (blanco o blanco-rosado) emplazados tanto en los cuerpos intrusivos como en los esquistos y anfibolitas. Sobre uno de ellos se ubica la cantera «A», en la que se extrejeron durante los años 1960 berilo y feldespatos. Nótese que está en el contacto de cuerpos dioríticos con su encajante.

Granitoides

Forman cuerpos circunscritos, de morfología generalmente redondeada, ocalada o incluso esférica, que deforman a la foliación regional, que resulta abombada en las proximidades de los intrusivos. En la zona apical, la intrusión de los granitoides se ha realizado a favor de la foliación regional, indicando un carácter postectónico de los granitoides.

A grandes rasgos, en el área considerada se han cartografiado y estudiado las siguientes tipologías de granitoides: cuarzodioritas biotítico-hornbléndicas, tonalitas biotítico-hornbléndicas, granodioritas biotíticas y leucogranitos moscovítico-biotíticos.

Cuarzodioritas

Se trata de cuerpos de dimensiones variables, aunque habiéndose reconocido cuerpos de 3 km de radio y otros mucho más pequeños. Forman cuerpos circulares, que deforman a la esquistosidad regional. En imagen satélite se reconocen por su forma y por sus tonos muy oscuros, así como por su diaclasado (figura 3.1.55).

En afloramiento, presentan color oscuro, en parte debido a una incipiente oxidación, y ninguna evidencia de deformación.

Están constituidas por plagioclasa y hornblenda, con menores cantidades de biotita y, localmente, cuarzo (figuras 3.1.56-3.1.59).

La plagioclasa es idiomórfica, con formas prismáticas cortas, y cristales de pequeñas



Figura 3.1.56. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una cuarzodiorita, con allanita (relieve alto, incolora) en el centro de la imagen. Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.58. Detalle al microscopio de luz transmitida (sin analizador) de una diorita anfibólica. Campo, 11,6 mm.



Figura 3.1.57. Detalle al microscopio de luz transmitida (en nícoles cruzados) de la muestra anterior; nótese la zonación del cristal de allanita.

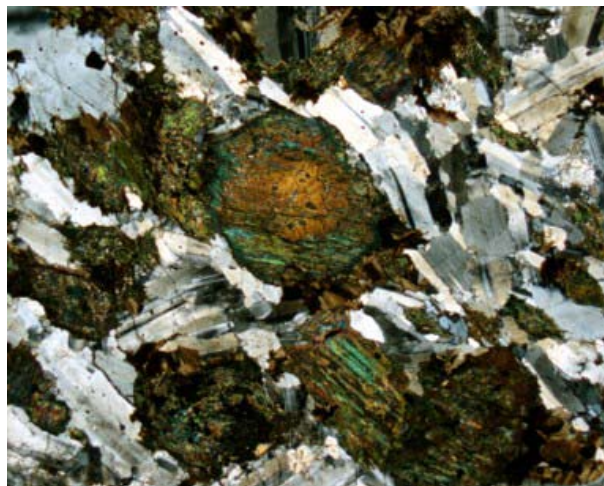


Figura 3.1.59. Una imagen similar, en nícoles cruzados. Nótese la desorientación de los cristales, y la zonación de los anfíboles. Campo, 11,6 mm.

dimensiones (generalmente milimétricos). No está siempre zonada, con una zonación en la periferia del cristal, y con maclado complejo, con combinaciones de maclado simple y polisintético según la ley de la albita y de la periclina. En el núcleo presenta zonado oscilatorio. Los cristales de plagioclasa no presentan una alteración a sericita muy desarrollada, aunque generalmente ésta existe.

El cuarzo se presenta en cantidades bajas (hasta el 10% de la roca) en forma de cristales alotriomórficos de grano relativamente fino (menos de 500 μm).

La biotita es abundante (hasta el 10%) y forma cristales de tamaño variable; una primera generación

es de grano fino, con cristales milimétricos; la siguiente puede tener cristales poiquiloblásticos mayores. El hábito de ambos tipos de cristales es idiomórfico pero equidimensional o ligeramente tabular. El pleocroismo de la biotita de las dioritas es en tonos de marrón oscuro.

La hornblenda se presenta en grandes cantidades (alrededor del 35 % de la roca) en forma de cristales hipidiomórficos mayores, que acostumbran a alcanzar 1 cm de longitud y 7 mm de anchura (con hábito prismático corto). Estos cristales son poiquiloblásticos, englobando cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Por lo general se encuentra zonada, siendo la zona central rica en inclusiones de minerales opacos de tamaño de grano

muy fino. Es un anfíbol verde oscuro azulado, especialmente en el centro de los cristales. Por lo común presenta maclado polisintético.

El mineral accesorio más abundante es el apatito, que aparece como cristales idiomórficos, de hábito prismático corto, vagamente redondeados, y de tamaño relativamente grueso para lo que es este mineral en granitoides, alcanzando a veces 500 μm de longitud. Por lo común, este mineral queda incluido en cristales de biotita o anfíbol, y en estas rocas puede alcanzar una proporción del 1-2%.

La allanita puede estar a veces presente, en forma de cristales alotriomorfos, redondeados, de grano medio. Por lo general, puede estar zonada, y en sus bordes evolucionar a epidota.

El zircón aparece en cristales de grano mucho más fino, hasta 30 μm de dimensión máxima, a menudo incluido en biotita o hornblenda, minerales en los que produce aureolas metamícticas.

Finalmente, hay raras plaquitas de clorita (menos del 1%), cuya presencia implica una cierta alteración hidrotermal tardía de baja temperatura.

Tonalitas

Se presentan como cuerpos más o menos elipsoidales deformados, de 1 km de radio, que deforman a la esquistosidad regional. En imagen satélite se reconocen por su forma y por sus tonos pardo-anaranjados debidos a meteorización, así como por un diaclasado muy prominente.

Son de color grisáceo en afloramiento, y no presentan ninguna evidencia de deformación; a menudo contienen abundantes enclaves de las dioritas, indicando un emplazamiento posterior a las mismas (figura 3.1.60).

Están constituidas por cuarzo (35-40%), plagioclasa (45-50%) y, en menor grado, microclina (menos del 10 % modal), con cantidades accesorias de epidota primaria y biotita; se dan pequeñas cantidades, además, de hornblenda, ilmenita y titanita (figuras 3.1.61-3.1.72).

Los minerales félsicos son de tamaño milimétrico, con bordes redondeados.

En la microclina, alotriomórfica, no se advierten pertitas.

La plagioclasa se presenta en cristales más hipidiomórficos, de hábito prismático corto, en los



Figura 3.1.60. Afloramiento de tonalitas con enclaves de diorita (más oscuro), al este de la mina A, cerca del monte Pitau.

que se aprecian maclas polisintéticas según la ley de la albita y eventualmente de la periclina; por lo común, se encuentra fuertemente zonada, con zonado ondulatorio. No se encuentra muy alterada, pero a menudo se distingue inicios de reemplazamiento por sericita.

El anfíbol es una hornblenda verde, fuertemente pleocroica. No es muy abundante (menos del 1%), y por lo común se presenta en cristales pequeños, de menos de 1 mm de longitud, de hábito prismático largo. No presenta alteración, ni tampoco está zonada o maclada.

La biotita tampoco se encuentra alterada, y presenta cristales de hábito tabular, de pleocroismo marronoso. Es mucho más abundante que el anfíbol (hasta un 5%).

La titanita es poco frecuente, y forma aureolas alrededor de ilmenita.

La epidota se presenta en cristales idiomórficos abundantes (hasta un 2-3%), de tamaño muy variable, desde unas pocas decenas de micras hasta unas 500 micras. Estos cristales son casi siempre idiomórficos, de hábito prismático corto, y están a menudo zonados, con un núcleo de allanita metamíctica, que puede ser abundante y de gran tamaño aunque, en contraste con la epidota, de forma más redondeada y de colores parduzcos. Aunque los colores de interferencia de la epidota son elevados, cosa que indica que se trata de epidota s.s., no es nunca muy coloreada, lo que evidencia un contenido relativamente pobre en Fe. Estos cristales se encuentran asociados a biotita y

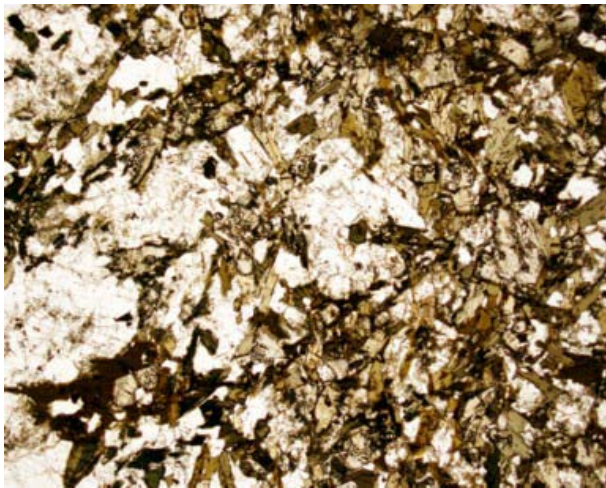


Figura 3.1.61. Detalle en lámina delgada (sin analizador) de las tonalitas de Pitau, con abundante biotita y epidota; el mineral incoloro es plagioclasea. Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.62. La muestra anterior en nícoles cruzados; la epidota, idiomórfica, es muy abundante y destaca por sus colores de interferencia del tercer orden.

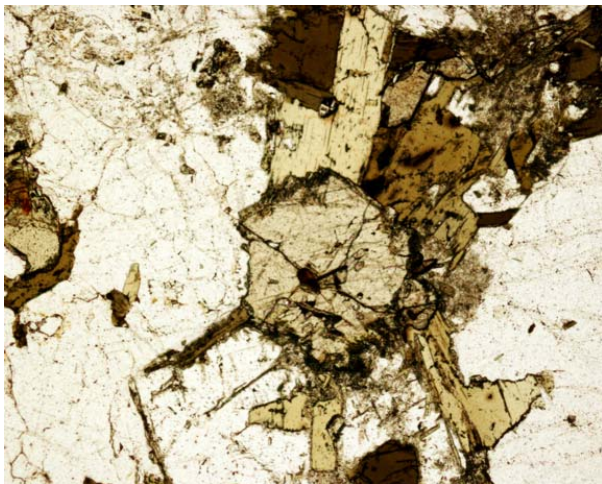


Figura 3.1.63. Cristal idiomórfico de epidota entre plagioclasea, cuarzo y biotita, sin analizador. Nótese la ausencia de alteración de la biotita y de la plagioclasea. Campo, 2,4 mm.



Figura 3.1.64. La muestra anterior en nícoles cruzados; la epidota, idiomórfica, destaca por sus colores de interferencia del tercer orden. La biotita y la plagioclasea no están alteradas.



Figura 3.1.65. Otro detalle de la misma roca, si analizador, con algunos cristales de microclina y plagioclasea englobando epidota. Campo, 2,4 mm.

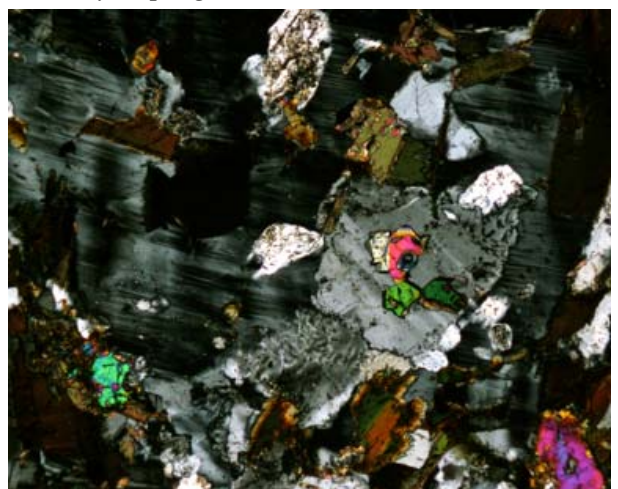


Figura 3.1.66. La imagen anterior en nícoles cruzados; a destacar las maclas en parrilla de la microclina. Campo, 2,4 mm. Nótese la ausencia de alteración de la biotita y de la plagioclasea.



Figura 3.1.67. Otro aspecto de la misma roca, sin analizador, con la epidota asociada a biotita y plagioclasa. Campo, 2,4 mm. Nótese la ausencia de alteración de la biotita y de la

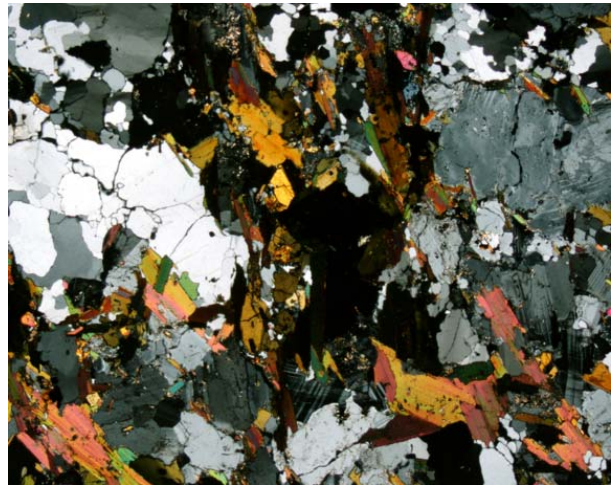


Figura 3.1.68. La imagen anterior en nicoles cruzados. Campo, 2,4 mm. Nótese la ausencia de alteración de la biotita y de la plagioclasa.

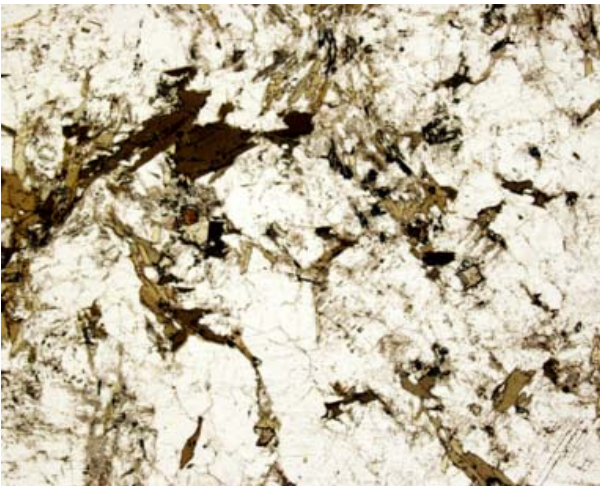


Figura 3.1.69. Otro detalle de la misma roca, sin analizador; hacia la derecha se observa un cristal de titanita. Campo, 5,8 mm. Nótese la ausencia de alteración de la biotita y de la plagioclasa.



Figura 3.1.70. La imagen anterior en nicoles cruzados.

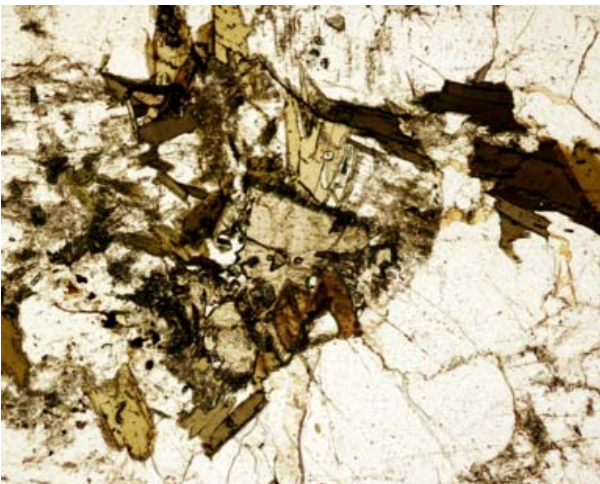


Figura 3.1.71. Otro detalle, sin analizador; la epidota está asociada a allanita (amarillento parduzco). Campo, 2,4 mm. Nótese la ausencia de alteración de la biotita y de la plagioclasa.

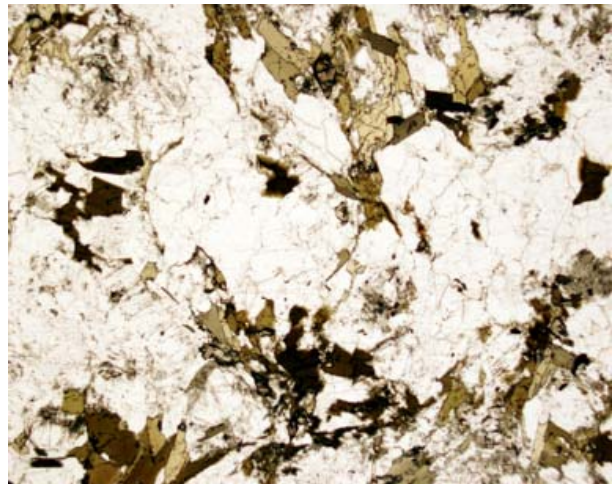


Figura 3.1.72. Vista general de otra tonalita de Pitau, con abundantes cristales de epidota. Campo, 5,8 mm. Nótese la ausencia sistemática de alteración en la biotita y de la plagioclasa.



Figura 3.1.73. Imagen de satélite de un stock de granodioritas en la parte central de la zona estudiada (nótese la diferencia de color y textura con los esquistos, más grisáceos y homogéneos), con algunos afloramientos de tonalitas y dioritas en su centro (más oscuro). Se distingue la foliación en los esquistos grises (a la derecha de la imagen), en dirección E-W, que queda cortada por la intrusión.

plagioclasa, por lo que su cristalización es relativamente tardía en relación con la secuencia de cristalización general de la roca; no obstante, en ocasiones tienen también inclusiones de plagioclasa. Esta epidota no puede ser producto de alteración de plagioclasa y biotita, pues estos minerales se encuentran muy frescos.

Todos estos criterios son utilizados por Schmidt y Poli (2004) para demostrar el carácter primario magmático de la epidota. Así pues, esta epidota es de origen magmático, y se ha formado además en un estadio tardío de la cristalización magmática, posterior a la de biotita.

Esta secuencia de cristalización indicaría, de acuerdo con los criterios de Schmidt y Poli (2004), que estas tonalitas se habrían emplazado en la mesozona, puesto que habrían cristalizado a una presión comprendida entre 6 y 8 kbar.

Granodioritas

Son la tipología de rocas graníticas más común en el área. Constituyen stocks circulares o elipsoidales de pequeño radio (hasta 3 km de radio, pero a veces sólo 1 km), que deforman a la esquistosidad regional (figura 3.1.73).

En imagen de satélite se reconocen por su forma, su vegetación diferente y por sus tonos claros, así como por su diaclasado, muy diferente del de las rocas esquistosas (figuras 3.1.74-3.1.75).

Probablemente estos stocks forman parte de cuerpos mucho más grandes, puesto que en imágenes de satélite se reconocen, en áreas cercanas del desierto de Namibe, afloramientos de granodioritas de dimensiones mucho mayores, especialmente hacia la región de Karakulo, a unos 10 km al N de la zona estudiada.

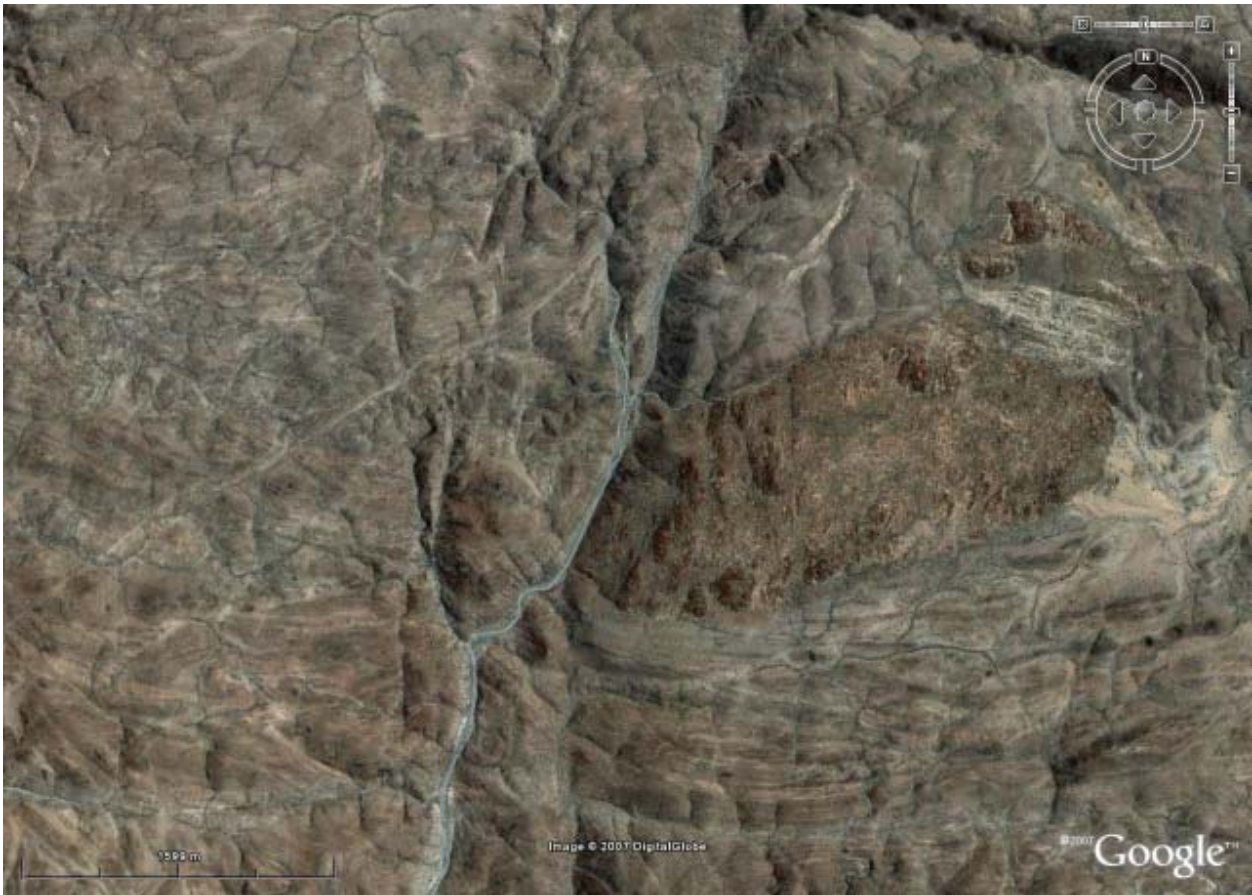


Figura 3.1.74. Imagen de satélite de un stock de granodioritas en la parte central de la zona estudiada (nótese la forma oblonga, el diaclasado y que corta a la foliación).



Figura 3.1.75. Imagen de satélite de un stock de granodioritas hacia el sur de la zona estudiada (nótese que corta la foliación, y su forma elipsoidal).

En afloramiento, presentan color gris claro, y su fábrica es isótropa (figuras 3.1.76-3.1.77).

Están constituidas por cuarzo (30-40%), feldespato potásico (30-35%), plagioclasa (30-35%) y biotita (hasta el 5%); otros minerales accesorios, en menor proporción, son los del grupo de la epidota (allanita y epidota s.s, hasta un 2-3%). Hay también pequeñas cantidades de zircón y apatito, ambos en forma de cristales idiomórficos prismáticos de tamaño de grano muy fino (unas pocas micras de longitud); figuras 3.1.78-3.1.95).

El cuarzo es alotriomórfico, de tamaño de grano milimétrico; es de cristalización muy tardía en la secuencia. A menudo presenta extinción ondulatoria.

La plagioclasa se encuentra generalmente fresca, son sólo una ligera alteración a sericita; forma cristales hipidiomórficos, de hábito prismático corto, y se encuentra zonada y con maclado polisintético (ley de la albita y eventualmente, ley de la periclina). Estos cristales casi siempre están zonados, con un núcleo más cálcico. Es de tamaño de grano medio, de orden milimétrico. No se aprecian en ella casi nunca alteraciones hidrotermales.

El feldespato potásico es microclina, rica en pertitas en forma de venas. Se presenta en cristales alotriomórficos mayores que los de la plagioclasa, a la que llegan a incluir. Presenta el maclado en parrilla característico de este mineral; en cambio, no presenta alteraciones hidrotermales.

La biotita forma cristales hipidiomórficos de hábito tabular, con fuerte pleocroísmo en tonos marrón oscuro, que sugieren una elevada cantidad de hierro. A menudo contiene inclusiones de grano muy fino de zircón o de apatito. En algunos casos presenta una ligera alteración a clorita, pero no es esto lo más frecuente.

La hornblenda, aunque rara, ha aparecido en algunas muestras. Es de color verde oscuro, y forma cristales hipidiomórficos de hábito prismático corto. Acostumbra a presentar una acusada zonación, siendo más rica en Fe en el centro de los cristales. Puede estar parcialmente reemplazada por clorita.

La epidota es común en estas rocas, apareciendo casi siempre en forma de cristales idiomórficos, con hábito prismático corto, y con



Figura 3.1.76. Afloramiento de grannodioritas en el centro de la zona estudiada, con relieves prominentes y el diaclasado característico;



Figura 3.1.77. Afloramiento de granodioritas en la región SW de la zona estudiada.

tamaño de grano generalmente fino a medio (entre 500 micras- 1 mm). Casi siempre está marcadamente zonada, aunque se observa mejor en nícoles cruzados, puesto que la coloración sin analizador es un verde muy pálido. Muy a menudo presenta un núcleo de allanita, de forma redondeada. Esta allanita es metamáctica, de color amarillento parduzco muy isotropizado. El conjunto que forman la epidota y la allanita aparece a menudo en los bordes de grano entre biotita y plagioclasa, siendo probablemente posterior a la biotita y anterior al cuarzo; de acuerdo con los criterios enunciados en las tonalitas, esta secuencia de cristalización implicaría una profundidad de emplazamiento bajo una presión de unos 6-8 kbar.

Finalmente, en algunos casos llega a aparecer moscovita, en cristales tabulares.

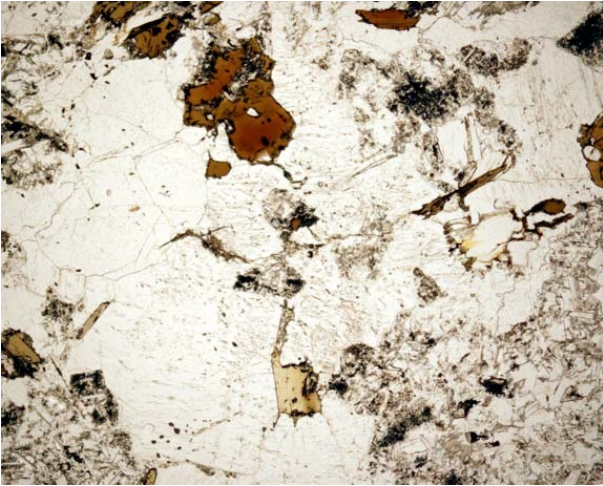


Figura 3.1.78. Granodiorita biotítica, sin analizador; constituida por cuarzo (incoloro), microclina, plagioclasa (incolora, aspecto sucio) y biotita (marrón). Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.79. La imagen anterior en nícoles cruzados; el cristal de microclina (maclada) engloba a plagioclasa zonada; se distinguen algunos cristales de moscovita.

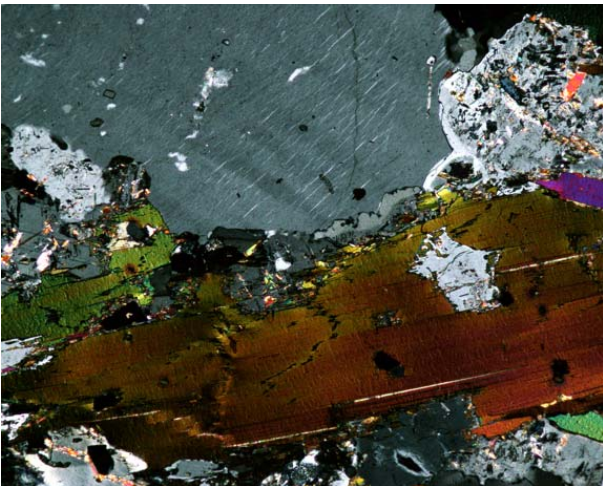


Figura 3.1.80. Detalle, en nícoles cruzados, de los cristales de microclina, con perthitas vetiformes finas. Campo, 2,4 mm.

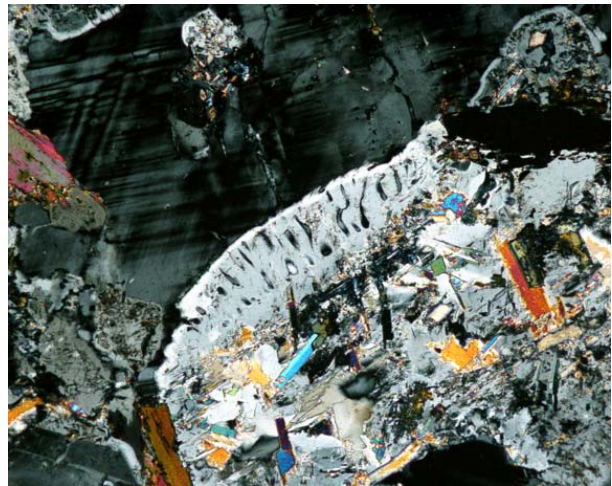


Figura 3.1.81. Intercrecimientos mirmequíticos entre cuarzo y microclina (maclada) en contacto con plagioclasa. Se distinguen cristales de moscovita Nícoles cruzados. Campo, 2,4 mm.



Figura 3.1.82 Granodiorita biotítica con moscovita y epidota primaria accesorias. Nícoles cruzados; campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.83. Otro detalle de la asociación con moscovita; se aprecian cristales de plagioclasa zonada dentro de los cristales de microclina. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

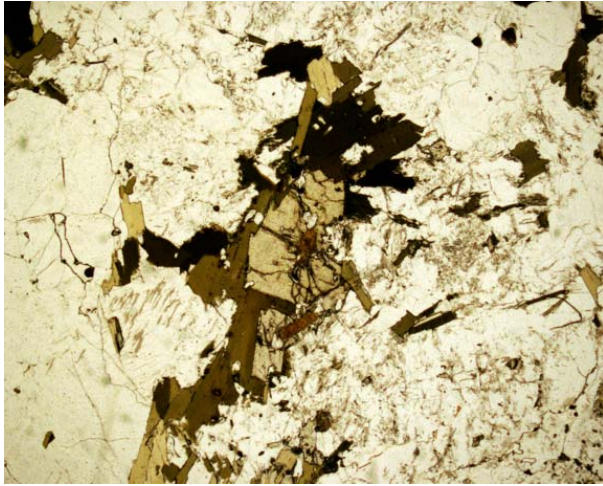


Figura 3.1.84. Cristales de epidota primaria, con núcleo de allanita, asociados a biotita. Sin analizador. Campo, 5,8 mm.

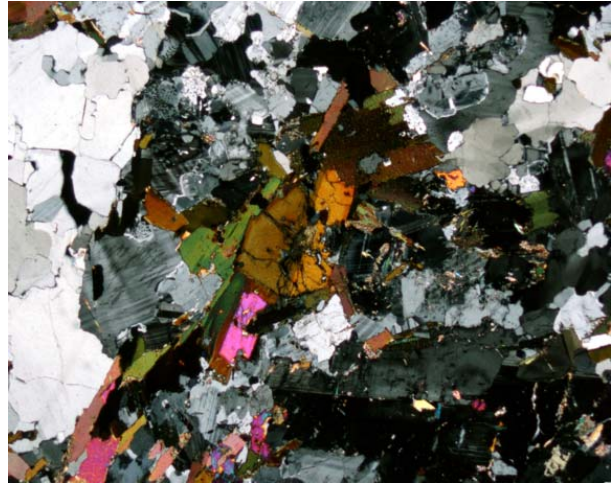


Figura 3.1.85. La imagen anterior en nícoles cruzados. A destacar la zonación de los cristales de epidota y plagioclasa; se aprecia hacia la parte izquierda un cristal maclado de microclina.

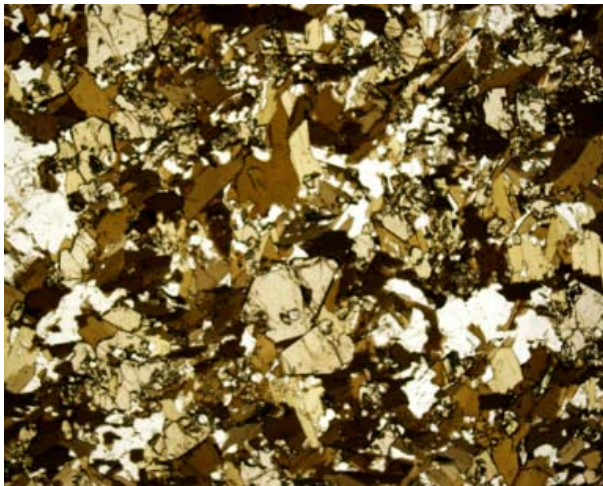


Figura 3.1.86. Agregado de cristales de biotita, con profusión de cristales idiomórficos de epidota (relieve alto). Campo, 2,4 mm.

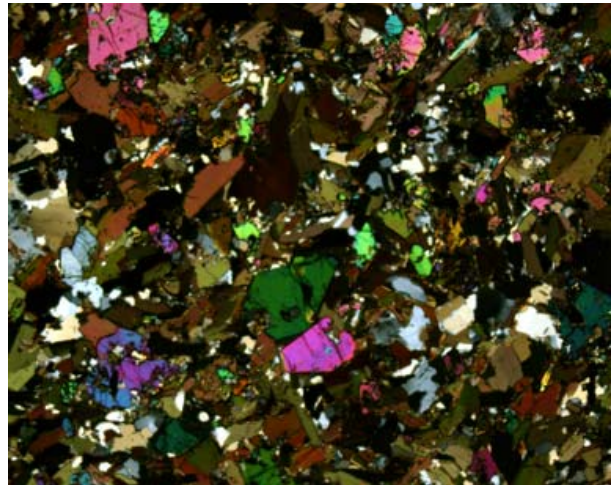


Figura 3.1.87. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

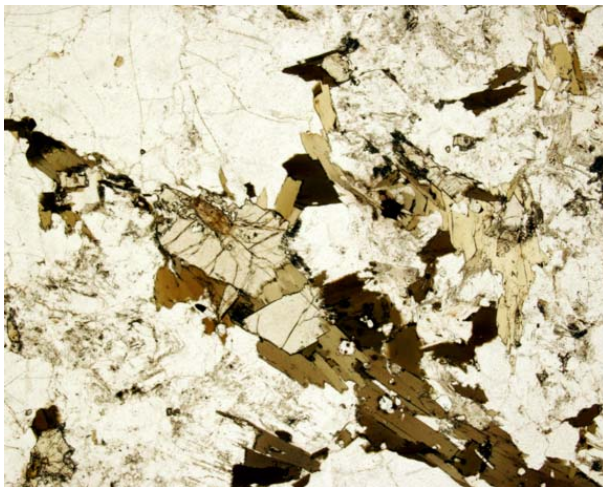


Figura 3.1.88. Epidota idiomórfica sobrecreciendo allanita, reemplazando biotita, en asociación con plagioclasa, cuarzo y microclina. Campo, 5,8 mm.

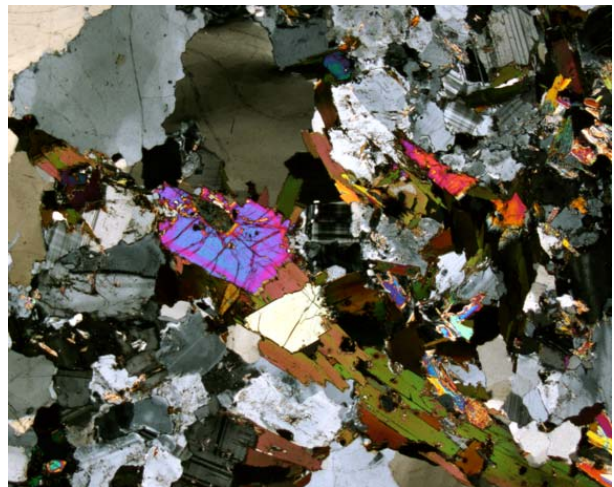


Figura 3.1.89. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Nótese la zonación de la allanita.

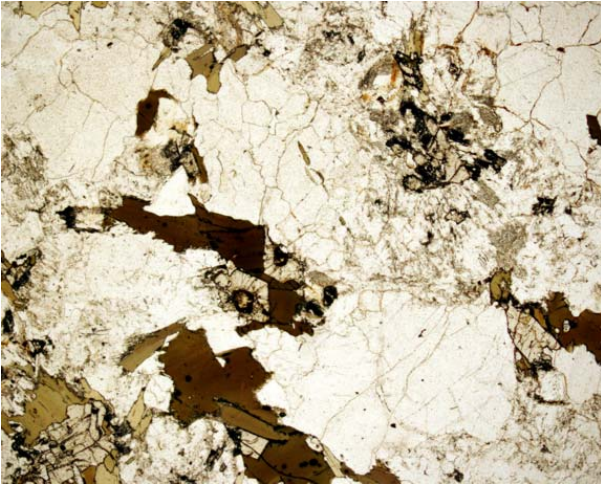


Figura 3.1.91. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Nótese la presencia de cuarzo más tardío.

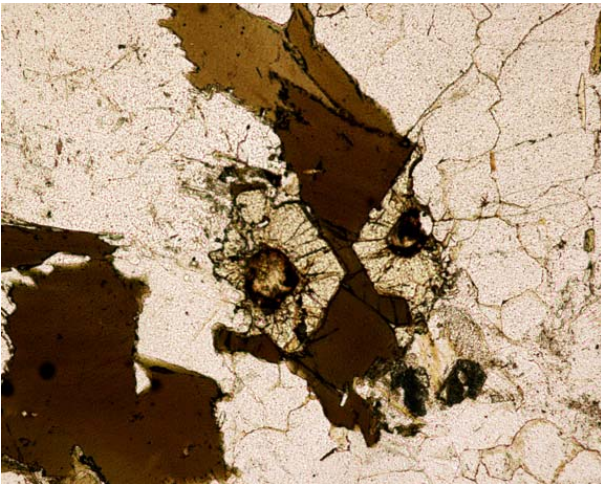


Figura 3.1.93. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

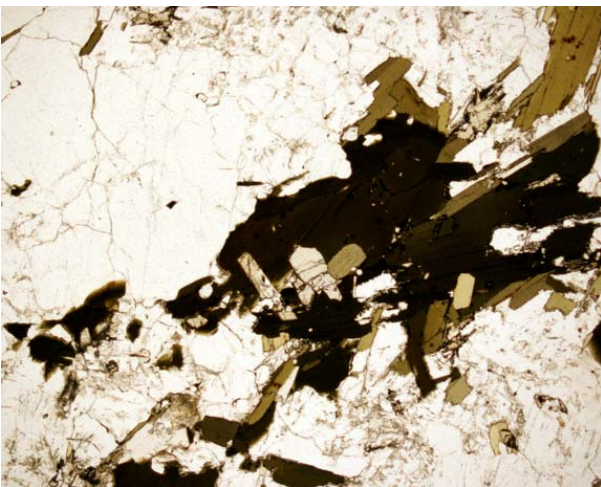


Figura 3.1.94. Cristales de epidota, muy idiomórficos, asociados a biotita. Imagen sin analizador. Campo, 5,8 mm.

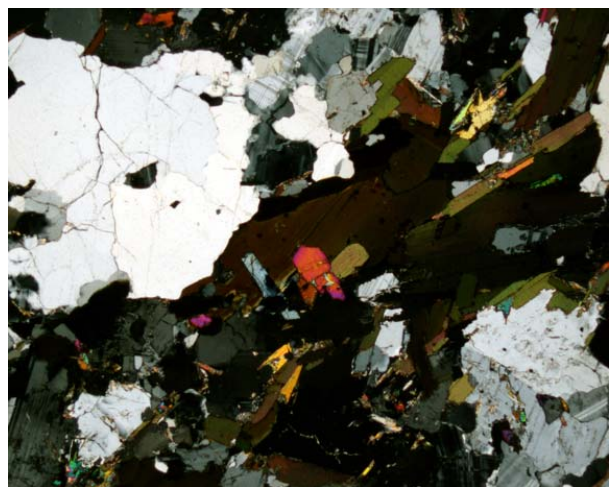


Figura 3.1.95. La imagen anterior, en nícoles cruzados.



Figura 3.1.96. Imagen de satélite del intrusivo leucogranítico de Giraúl (color blanco-rosado, de forma circular), situado en la ribera izquierda del río. Nótese que la foliación envuelve al cuerpo intrusivo, a la vez que hay septos del leucogranito proyectándose dentro del encajante metapelítico (gris) siguiendo la foliación. Se puede apreciar, también, que los diques pegmatíticos están dispuestos concéntricamente alrededor del intrusivo, y transicionan lateralmente a estos septos. Se reconocen también dentro del stock algunos cuerpos de composición más básica, y que se caracterizan por generar relieves más prominentes y, en la imagen satélite, tener una textura más granuda, debido al diaclasado. En esta fotografía quedan ligeramente a la derecha del centro del stock.

Leucogranitos s.l.

Forman un stock en el NW de la zona estudiada, con un afloramiento aproximadamente circular de unos 2 km de diámetro. La intrusión deforma a los materiales del Precámbrico, que quedan abombados en las inmediaciones de la intrusión, de manera que la foliación metamórfica queda deformada. A techo de la intrusión hay numerosos septos del leucogranito que se proyectan dentro del encajante metamórfico, siguiendo las superficies de esquistosidad (figura 3.1.96).

En afloramiento se distinguen rocas de color blanco, holocristalinas, faneríticas, de

grano muy variable, desde tamaño fino hasta grueso; en general la textura es granuda y no tienen foliación aparente.

Estos granitoides transicionan frecuentemente hacia pegmatitas graníticas, tanto en el interior de los cuerpos graníticos como en la periferia de los mismos, las cuales son muy abundantes y de gran tamaño. Los contactos entre el granitoide y la pegmatita son generalmente difusos, indicando una cristalización bastante contemporánea entre ambos tipos de rocas, cuando no coetánea.

El intrusivo de la ribera izquierda del Giraúl es heterogéneo. Además de diques de pegmatitas y de cuarzo, muy abundantes, existen en su interior algunos cuerpos de

granitoides menos ácidos, de composición granodiorítica a tonalítica, aunque también leucocrática. Estos cuerpos de composición más intermedia, a nivel de paisaje o de imagen satélite, proporcionan un relieve más prominente, a la vez que una coloración más oscura que la de los leucogranitos (figura 3.1.97).

Los leucogranitos se encuentran constituidos esencialmente por cuarzo, feldespato potásico con menores cantidades de plagioclasa (oligoclasa, en ocasiones no zonada, parcialmente sericitizada). No obstante, las proporciones entre estos minerales oscilan fuertemente dentro del stock puesto que, como hemos indicado, en realidad afloran en el stock rocas leucograníticas, leucogranodioríticas e, incluso, leucotonalíticas.

Los leucogranitos difieren en varios aspectos del resto de intrusivos de Giraúl, tanto a nivel mineralógico como textural (figuras 3.1.98-3.1.121). Un primer aspecto es la presencia de minerales peraluminicos (moscovita y granate). Por otra parte, la textura es equigranular, granuda, a menudo con bordes curvos entre los granos.

Las plagioclasas pueden ser hipidiomórficas y, en ocasiones, el feldespato potásico puede ser de grano más grueso, englobando a la plagioclasa. Normalmente están zonadas y macladas.

El feldespato potásico es microclina, de ordinario pertítica

Como minerales accesorios aparecen principalmente biotita y moscovita. La biotita es poco común, y aparece en cristales milimétricos, de hábito tabular, idiomórficos.

La moscovita, muy común, se ha formado en dos generaciones. La primera es de formación relativamente precoz, aunque se sitúa en los bordes de grano entre cristales de feldespatos; esta generación puede ser de grano grueso y es alotriomórfica. La segunda generación es pseudomórfica de biotita. En conjunto, ambas generaciones muestran signos de haber sido desestabilizadas, siendo la moscovita reemplazada por crecimientos simplectíticos de cuarzo. En otros casos, es la moscovita quien reemplaza a biotita. La turmalina negra puede estar presente en algunas ocasiones, aunque sin llegar a ser



Figura 3.1.97. Vista de la parte central del stock intrusivo leucocrático de la ribera izquierda del río Giraúl. En primer plano, los afloramientos de leucogranitos; los relieves prominentes de segundo plano son cuerpos de granodioritas y tonalitas englobados en la intrusión ácida; detrás de los mismos, se encuentra el valle del río Giraúl. Los montes del fondo (color oscuro) están constituidos por rocas metapelíticas del encajante.

abundante, y se presenta en forma de cristales prismáticos a menudo idiomórficos, de algunos milímetros de longitud. El granate, de color rojizo, es también muy abundante en algunas zonas del intrusivo, formando cristales idiomórficos de 1-2 mm de diámetro dispersos (figuras 3.1.110-3.1.112).

Muy raramente aparecen minerales del grupo de la epidota (probablemente, clinozoisita) en estas rocas, con evidencias de desequilibrio, teniendo sus cristales aspecto vermicular. La epidota es muy rara como fase liquidus en granitos s.s., y los resultados en sistemas experimentales evidencian que su presencia está constreñida a presiones superiores a 8 kbar (Naney, 1983). Estas condiciones son congruentes con las que se precisarían para disponer de epidota más abundante en los granitoides más básicos.

Finalmente, pequeños cristales de zircón, de dimensiones inferiores a 40 μm , aparecen a menudo incluidos dentro de los cristales de biotita, generando aureolas metamórficas.

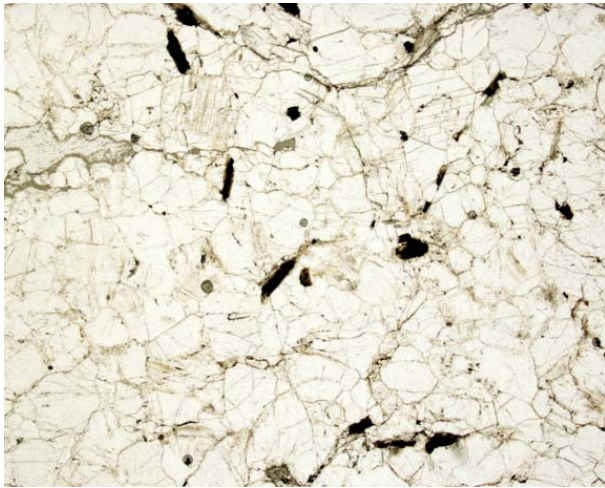


Figura 3.1.98. Detalle, en luz transmitida sin analizador, de una lámina delgada de leucogranito biotítico, con escasa biotita (oscuro). Campo, 11,6 mm.

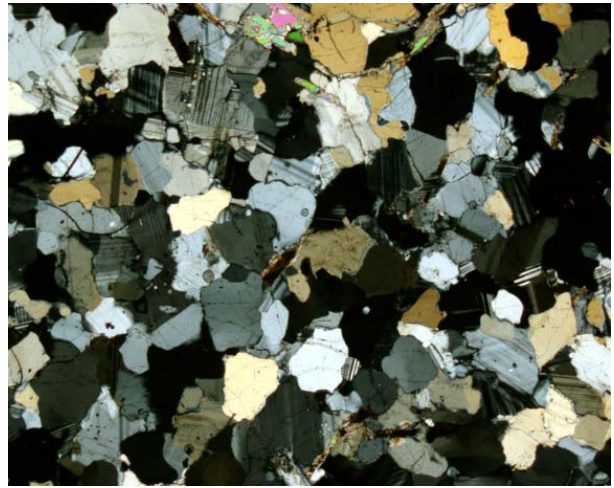


Figura 3.1.99. La imagen anterior, en nícoles cruzados. A destacar la textura granuda y la tendencia a formar texturas de equilibrio entre granos.

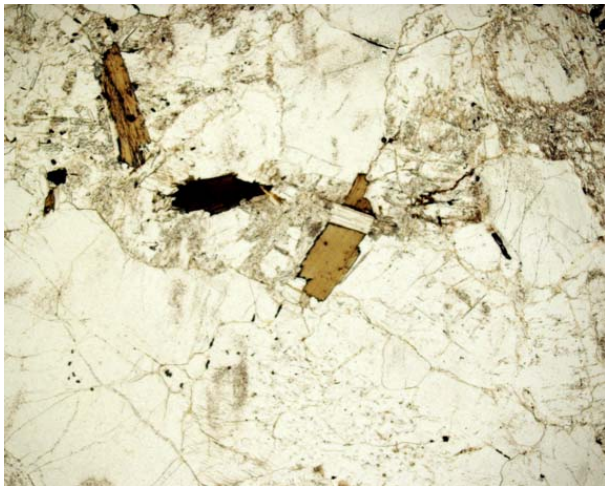


Figura 3.1.100. Asociación de biotita y muscovita en leucogranito moscovítico-biotítico. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



Figura 3.1.101. La imagen anterior en nícoles cruzados. A remarcar el maclado en parrilla de la microclina y el polisintético según la ley de la albíta en la plagioclasa.



Figura 3.1.102. Otro aspecto de los leucogranitos de Giraúl, con abundante muscovita y biotita muy escasa. Campo, 11,6 mm.

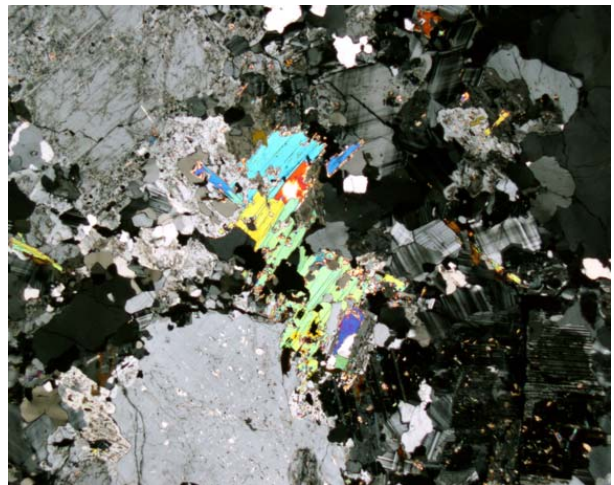


Figura 3.1.103. La imagen anterior, en nícoles cruzados. A destacar la zonación de la plagioclasa y las pertitas en microclina; la muscovita tiene colores de interferencia elevados.



Figura 3.1.104. Otro detalle de un leucogranito moscovítico en nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

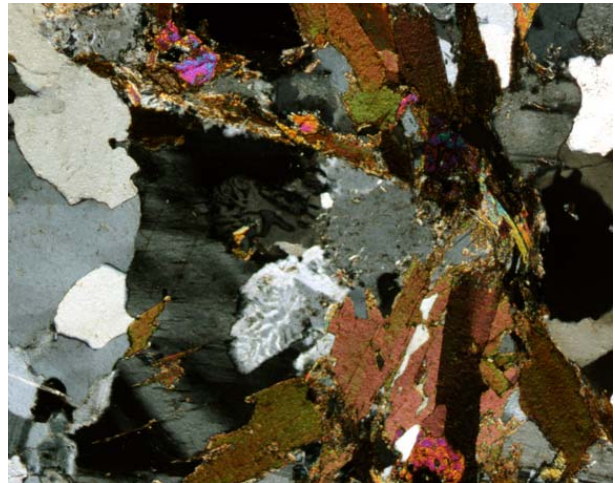


Figura 3.1.105. Otro aspecto, en nícoles cruzados, de los leucogranitos. A destacar las simplectitas de cuarzo y feldespato potásico reemplazando plagioclasa. Campo, 5,8 mm.

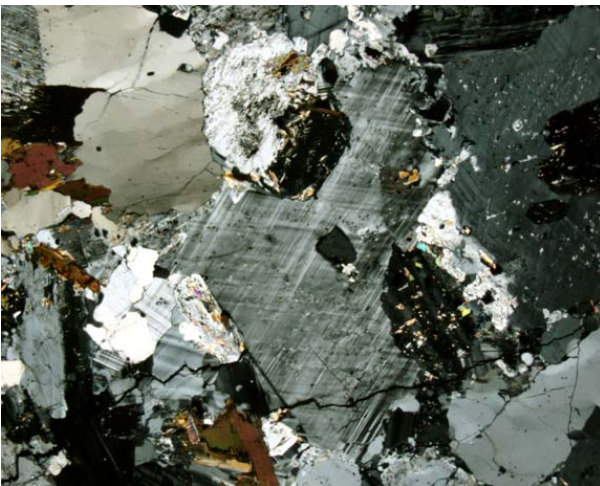


Figura 3.1.106. Cristales de microclina de formación posterior a otros de plagioclasa. Campo, 11,6 mm.



Figura 3.1.107. Cristales de plagioclasa parcialmente reemplazados en los bordes por feldespato potásico (microclina con maclas en parrilla). Campo, 11,6 mm.

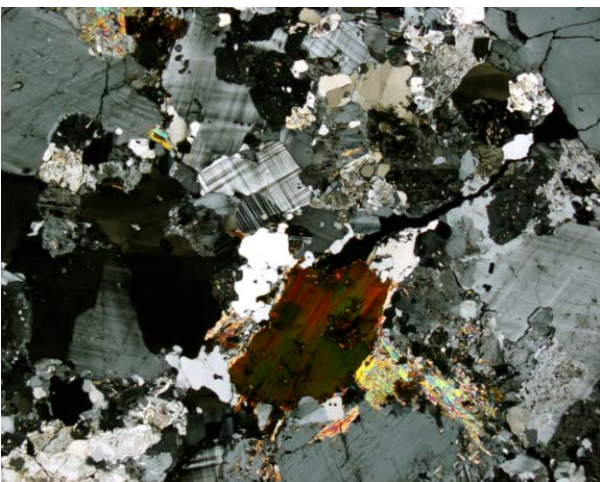


Figura 3.1.108. Otro detalle de la asociación mineral en nícoles cruzados, incluyendo grandes cristales de biotita con inclusiones de zircón metamórfico. Campo, 11,6 mm.

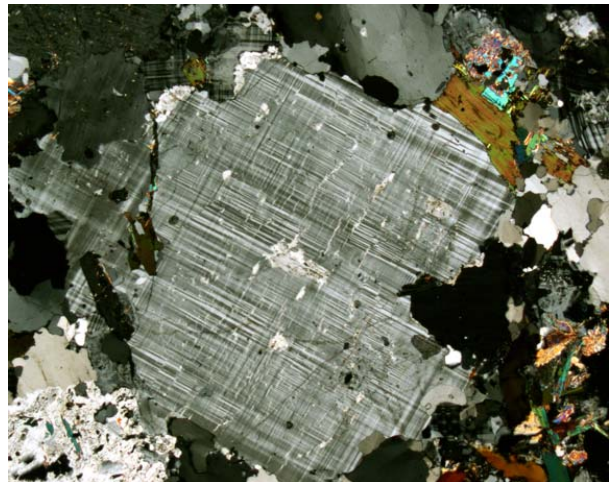


Figura 3.1.109. Detalle de un cristal maclado de microclina, con micropertitas; nícoles cruzados. Campo, 5,8 mm.



Figura 3.1.110. Cristales alotrópicos de granate (alto relieve) asociados a moscovita, en leucogranito moscovítico-biotítico. Sin analizador; campo, 11,6 mm.

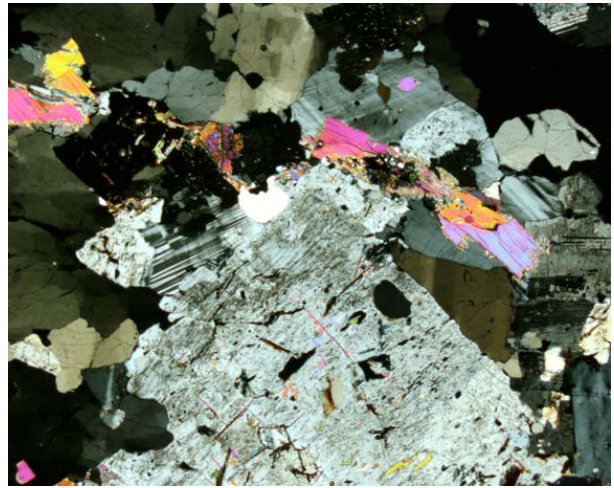


Figura 3.1.111. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

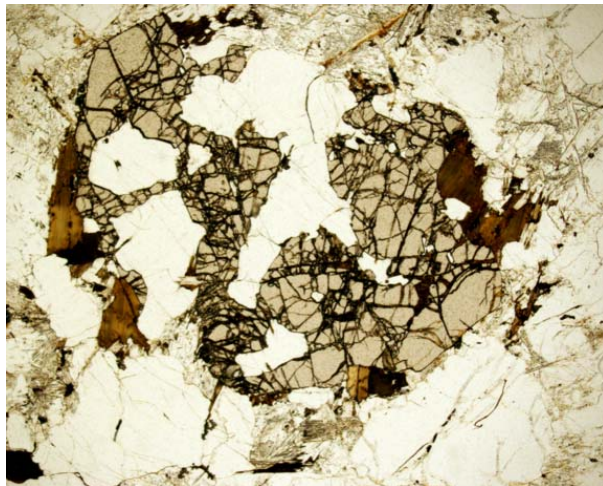


Figura 3.1.112. Detalle, sin analizador, de cristales esqueléticos de granate, asociados a cuarzo, feldspatos y biotita. Campo, 11,6 mm.

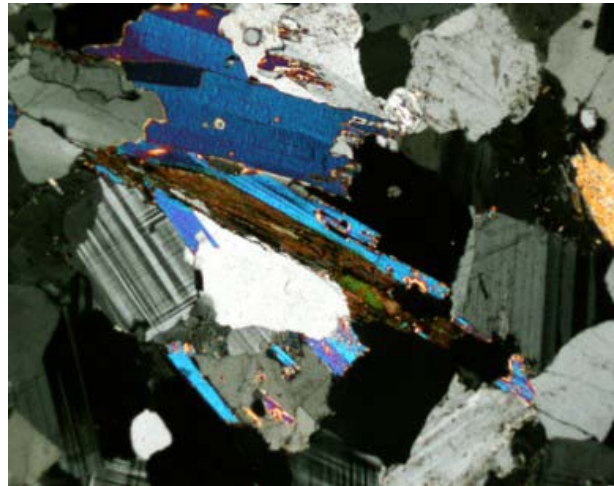


Figura 3.1.113. Cristales de moscovita reemplazando a biotita; se ven también cristales de cuarzo, microclina y plagioclasa. Nícoles cruzados. Campo, 5,8 mm.

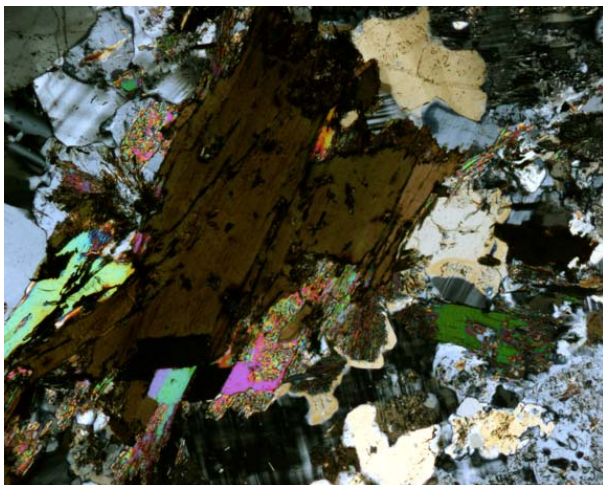


Figura 3.1.114. Detalle, en nícoles cruzados, de cristales de biotita y moscovita; en éstos se aprecian emplazamientos simplectíticos. Campo, 5,8 mm.

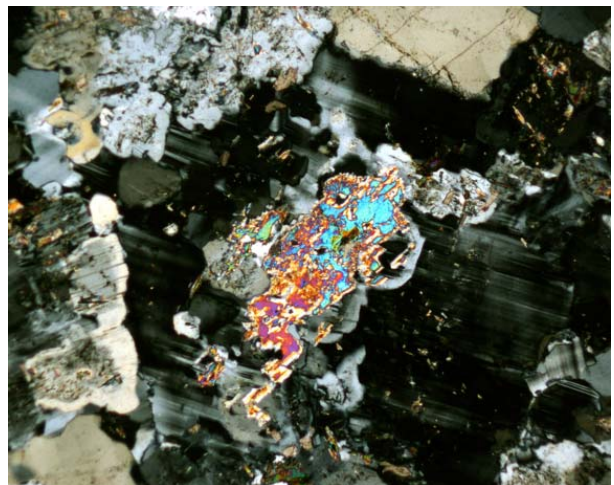


Figura 3.1.115. Cristales esqueléticos de moscovita, asociados a plagioclasa y microclina, en nícoles cruzados. Campo, 5,8 mm.

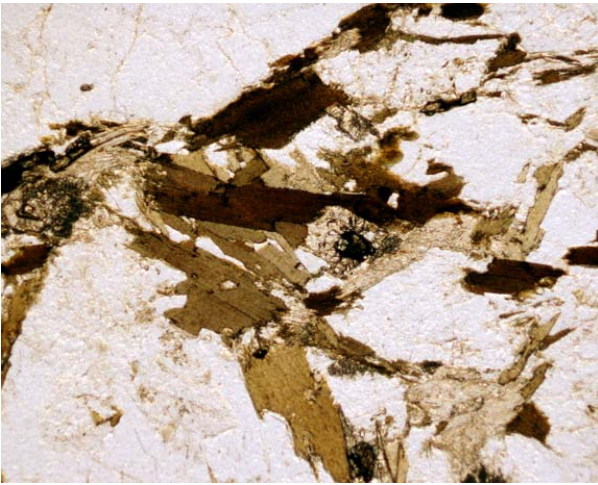


Figura 3.1.116. Cristales de epidota (relieve alto), con núcleo de allanita metamictica (oscuro), asociados a biotita y moscovita. Campo, 5,8 mm.

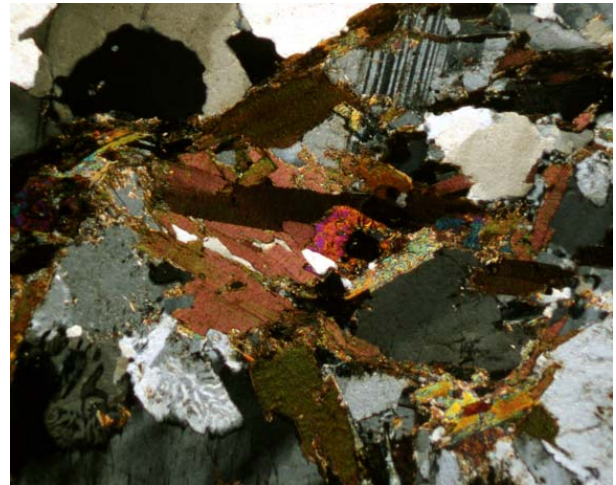


Figura 3.1.117. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

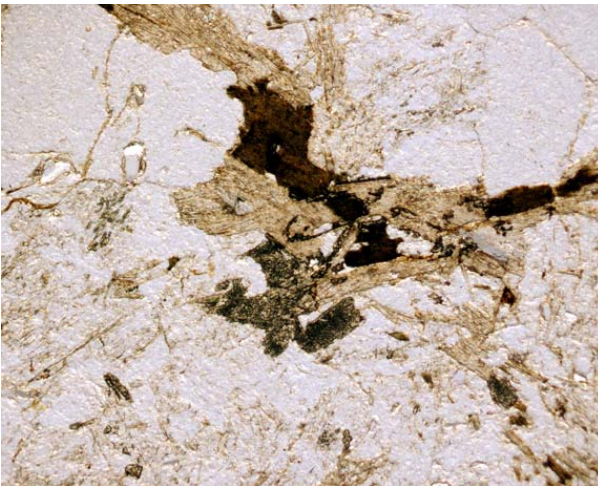


Figura 3.1.118. Agregados simplectíticos de clinozoisita reemplazando plagioclasa y biotita en leucogranito biotítico. Campo, 11,6 mm.

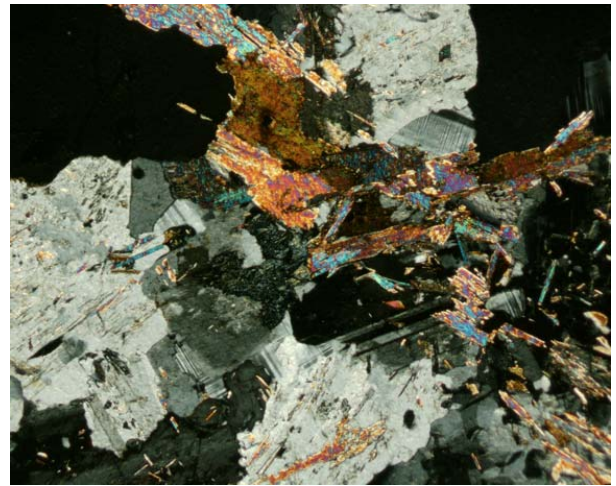


Figura 3.1.119. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

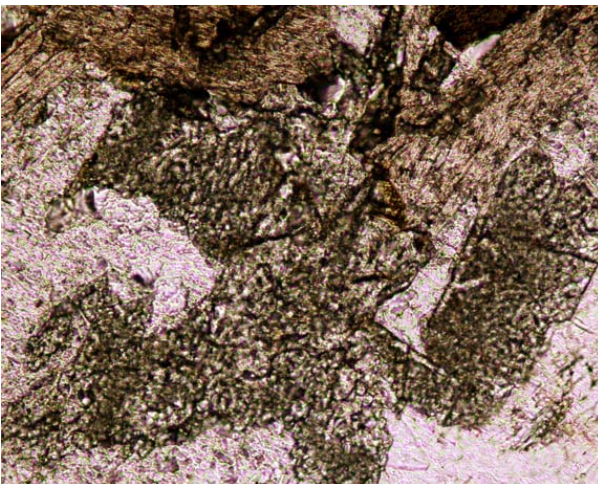


Figura 3.1.120. Detalle de las imágenes anteriores, sin analizador, en que se aprecia el carácter simplectítico de la clinozoisita. Campo, 2,4 mm.

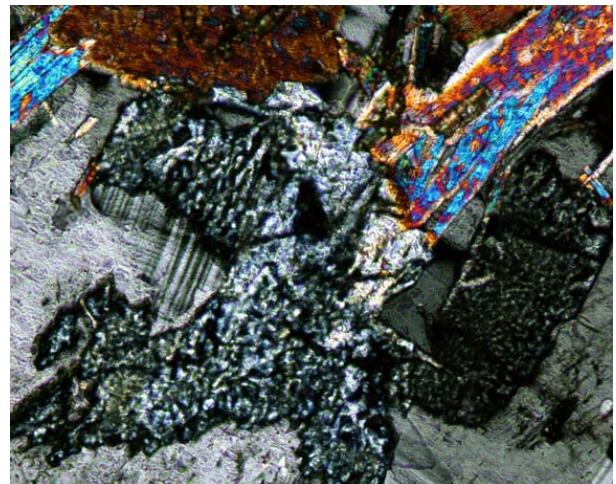


Figura 3.1.121. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

Pegmatitas graníticas

A partir del estudio fotogeológico, se han podido reconocer más de 600 pegmatitas graníticas en el campo de Giraúl. Las pegmatitas pueden formar grupos, aunque también las hay solitarias.

Por lo general, se trata de cuerpos tabulares, en forma de diques (figura 3.1.122), que cortan a los cuerpos intrusivos graníticos y al encajante metamórfico; no obstante, hay cuerpos de formas prácticamente esferoidales. En cualquier caso, estos cuerpos tienen dimensiones muy variables a lo largo de la zona, desde unos pocos decímetros hasta centenares de metros de longitud o anchura.

Las pegmatitas encajadas en los granitoides ocupan diaclasas de direcciones muy diversas; en cambio, las encajadas en las series del Precámbrico intruyen preferentemente en las superficies de esquistosidad, aunque se dan otras direcciones que cortan claramente a las foliaciones metamórficas.

No se aprecian evidencias de deformación en la mayor parte de las pegmatitas del campo (figura 3.1.123), aunque algunas pueden estar afectadas por cizallas tardías (figura 3.1.124).

Los contactos con la roca encajante son muy bien definidos en el caso de las pegmatitas emplazadas en rocas metamórficas o granitoides básicos o intermedios; en cambio, los contactos con los leucogranitos son difusos, sugiriendo un origen común para ambos tipos de rocas.

3.1.4. LA SERIE DEL FANEROZOICO

En la zona estudiada afloran materiales de sedimentación de plataforma, de evolución desde materiales continentales a materiales de zonas de plataforma continental, con facies de transición marino-continental (Cretácico Superior a Superior) a facies claramente marinas (Eoceno). La sedimentación está controlada por la actividad de fallas sinsedimentarias ligadas a la Depresión Periocéánica, que condicionarán finalmente la línea actual de costa.



Figura 3.1.122. Dique de pegmatita (claro) en encajante metapelítico (oscuro), cerca del río Giraúl. En este caso, está emplazado siguiendo la esquistosidad regional.



Figura 3.1.123. Dique de pegmatita (color claro), cortando a la foliación regional de las metapelitas (oscuro). Afloramiento situado hacia el SE de la zona estudiada.



Figura 3.1.124. Diques de pegmatitas, parcialmente boudinados, probablemente en relación a cizallas tardías, en el centro de la zona estudiada.

La cobertera Cretácica

La cobertera mesozoica, discordante sobre los materiales del Precámbrico, presenta generalmente un buzamiento subhorizontal, sólo perturbado por ganchos de falla. La cobertera terciaria consta, en este sector, de paquetes masivos de conglomerados de color muy oscuro y arenas de color crema, y de rocas volcánicas básicas.

Hacia el W de la zona estudiada, el contacto de esta cobertera con el Precámbrico es por una falla regional N-S, asociada al sistema de fallas que limitan la Depresión Periocéánica (Faber, 1926).

Conglomerados de Giraúl (Albiense-Aptiense)

Los conglomerados afloran ampliamente en el valle del río Giraúl, por lo que se les denominó como conglomerados del Giraúl por Faber (1926), quien los atribuyó inicialmente al Eoceno; posteriormente Soares de Carvalho (1961) planteó que podrían corresponder al Aptiense o al Albiense. Se disponen discordantemente sobre los materiales del Precámbrico, aunque en la zona estudiada el contacto es a menudo por falla.

Están constituidos por cantos redondeados de tamaño grande, incluso decimétrico, bastante redondeados, con poca matriz arenosa y escaso cemento ferruginoso. Por ello, son rocas de color negro-rojizo oscuro, y con un grado de cohesión bajo, de modo que son fácilmente erosionables, dando unos derrubios bastante extensos. Los cantos son de rocas ígneas o de cuarzo, y no presentan acusados signos de meteorización pero sí buen redondeamiento y esfericidad.

La potencia de estos conglomerados alcanza unas decenas de metros en la zona estudiada, aunque en las inmediaciones de las fallas que limitan la depresión periocéánica su potencia puede alcanzar casi 200 m, como puede apreciarse cerca de Namibe, al cruzar el río Giraúl; en cambio, más hacia el oeste, ya a pocos kilómetros de la costa, pasan lateralmente a niveles de arenas y areniscas.



Figura 3.1.125. Cerros de aspecto redondeado hacia el SW de la zona estudiada, constituidos por conglomerados de edad Albiense-Aptiense (Conglomerados del Giraúl). Nótese, en primer plano, la morfología redondeada de los cantos y su tamaño de grano de tipo bloque, especialmente visible cuando están desagregados.

Por todo ello, estos conglomerados pueden representar abanicos coluviales asociados con la actividad, durante el Cretácico, de las fallas que limitan la Depresión Periocéánica.

Cabe señalar que el redondeamiento de los cantos es alto, cosa que indica que podrían corresponder al reciclado de conglomerados más antiguos.

La existencia de discordancias internas en estos paquetes, llegando a dar discordancias progresivas en las proximidades de las fallas de la Depresión Periocéánica, indica que estas fallas deben tener una actividad de edad Cretácica.

Estos conglomerados, por lo general, forman relieves suaves y redondeados (figura 3.1.125); no obstante, en algunos casos en que el grado de cementación es mayor se forman algunos cerros-testigo con márgenes abruptos.

Según Soares de Carvalho (1961) estos materiales hacia el W y hacia el N pasan lateralmente a facies marinas, carbonatadas; también, en la base y hacia el W, pasan a materiales evaporíticos y a calizas mineralizadas con barita, celestina y óxidos de manganeso.

Serie del Cenomaniense-Turonense

Estos materiales se depositan en discordancia progresiva sobre los del Albiense. Se trata de paquetes de margas. No obstante, estos materiales no afloran en la zona estudiada, y sólo han sido reconocidos más hacia el W.

Serie del Campaniense inferior

Sus afloramientos son muy restringidos en la zona estudiada. La serie empieza localmente con coladas de rocas volcánicas básicas, que abren paso a una sedimentación inicialmente margosa de poca potencia (Campaniense inferior), que hacia techo evoluciona a facies más groseras, con conglomerados (Campaniense superior).

En conjunto, estos materiales se disponen en discordancia progresiva sobre las series de Cenomaniense, o en clara discordancia angular sobre los materiales del Precámbrico (Soares de Carvalho, 1961).

En cuanto a las rocas volcánicas, pueden estar asociadas con la actividad extensional de las fallas de la Depresión Periocéánica, pudiendo corresponder a un volcanismo de margen atlántico. Según Soares de Carvalho (1961), estas rocas forman necks y coladas en las proximidades de las fallas de la Depresión Periocéánica, y tienen composiciones típicas de magmatismo alcalino (basaltos olivínicos, basanitas, tefritas, etc.); su edad abarcaría desde el Turoniense hasta el Santoniense. Existen algunos pequeños afloramientos de estas rocas en el extremo W de la zona estudiada, aunque los mayores se encuentran a unos pocos kilómetros más al oeste.

Arenas silíceas (Maastrichtiense)

Aunque no afloran de forma significativa en el perímetro señalado en el mapa, se encuentran en sus inmediaciones, en las cercanías de la carretera de Lubango, y forman una plataforma bastante extensa.



Figura 3.1.126. Afloramiento de areniscas silíceas del Maastrichtiense, con niveles de conglomerados intercalados. Adviértase la ausencia de deformación en estos materiales, y el bajo grado de cementación que tienen.

Fueron atribuidas al Maastrichtiense por Soares de Carvalho (1961) en base a fauna fósil de invertebrados y vertebrados fósiles. En la zona estudiada forman paquetes de potencia de orden métrico a decamétrico, aunque más al oeste, dentro de la Depresión Periocéánica, llegan a presentar espesores mucho mayores, de varias decenas de metros (figura 3.1.126). Todo ello evidencia cambios de potencia debidos a la actividad sinsedimentaria de las fallas de la Depresión Periocéánica.

Se trata de arenas muy poco o nada cementadas, constituidas mayoritariamente por cuarzo, y tienen un color blanco grisáceo a amarillento. No se observa laminación cruzada en ellas, y en cambio se advierten laminaciones paralelas.

Pueden corresponder a una sedimentación de playa o litoral, más o menos retrabajada por acción eólica.

Puesto que están situadas a gran distancia de las zonas de falla principales, por lo general presentan buzamiento subhorizontal y en el paisaje dan relieves tabulares, que en ocasiones quedan como cerros-testigo, protegidos de la erosión por algún nivel de conglomerados mejor cementado.

Estas arenas llegan en algunos sectores a disponerse encima del basamento

precámbrico, por lo que su sedimentación se corresponde a un episodio transgresivo durante el Maastrichtiense.

La cobertera terciaria

En su mayor parte, queda fuera del área estudiada. No obstante, en el camino de la mina se encuentran algunos afloramientos, de los que se dará una breve reseña, basada exclusivamente en la descripción de Soares de Carvalho (1961).

Serie del Eoceno inferior

Se dispone discordantemente sobre la serie del Maastrichtiense, y consta de materiales margosos que hacia techo pasan a conglomerados (Conglomerado dos Vimpongos).

Serie del Eoceno Superior

Se dispone de forma transgresiva tanto sobre la serie del Maastrichtiense como sobre los materiales del Eoceno inferior, y consta de areniscas calcáreas potentes que hacia techo y hacia el oeste pasan a margas con yeso, o bien a series carbonatadas (formación de Saco) o conglomeráticas (conglomerado de Chalunga). Estos materiales no afloran en la zona estudiada.

Serie del Mioceno inferior

Es una serie conglomerática (conglomerado de Catrona), que se dispone transgresivamente sobre las arenas calcáreas del Eoceno. No aflora en la zona estudiada.

Serie del Mioceno Superior

Es una serie margosa, que hacia techo pasa a conglomerados. No obstante, no aflora en la zona estudiada.

Sedimentos del Cuaternario

Son muy escasos en la zona estudiada, quedando confinados a los valles de los grandes ríos o pequeñas depresiones controladas por torrentes, de modo que su potencia es siempre muy escasa, ordinariamente menos de 5 m.

Buena parte del lecho de los ríos secos de la zona contiene gravas no cementadas y, en las partes superiores de los depósitos, arenas silíceas de color crema, como es el caso del Giraúl, especialmente en los tramos finales del río.

3.1.5. FRACTURACIÓN FANEROZOICA

Finalmente, un sistema de fallas conjugadas, de direcciones dominantes N120E, N010-020E, N045W y N40-50E corta a casi todo el conjunto de unidades descritas hasta ahora.

Estas fallas parecen haber tenido un juego polifásico, con una etapa compresional, en que habrían actuado como fallas directas, con saltos de falla del orden kilométrico en algunos casos, especialmente las de dirección N120; las otras parecen tener saltos en el rango hectométrico. En un segundo estadio extensional, estas fracturas habrían vuelto a jugar, esta vez como fallas normales.

Estas fallas tienen una importancia capital en la estructuración del campo pegmatítico, puesto que lo compartimentan en bloques a partir de una dinámica en forma de «teclas de piano». Por consiguiente, distorsionan la zonación del campo, al poner en contacto zonas evolucionadas del mismo con otras zonas menos evolucionadas. Por tanto, este tipo de problema debe ser tenido en cuenta a la hora de pensar en una estrategia de exploración de elementos raros en un campo pegmatítico zonado.

Estas fallas tienen asociadas una red de diaclasas muy bien desarrollada en una serie de subsistemas, cada uno de los cuales comprende diaclasas subparalelas. Estas diaclasas se encuentran espaciadas a distancia bastante regular, entre unos 50m, y son



Figura 3.1.127. Red de diaclasado desarrollada en los esquistos precámbricos del NE de la zona; el trazado de las fracturas está muy acentuado por la vegetación arbustiva. Nótese en esta imagen de satélite la existencia de dos sistemas de fracturas conjugados, cada uno de los cuales con un conjunto de diaclasas subparalelas.

bastante penetrativas a lo largo de toda la zona estudiada. Por ello, intervienen activamente en el modelado de los torrentes secundarios asociados a la cuenca del río Giraúl; además, al ser discontinuidades bastante abiertas por diaclasado facilitan la retención de agua y, por ello, buena parte de la escasísima vegetación del desierto de Namibe está desarrollada sobre estas fisuras (figura 3.1.127).

En su conjunto, estas fracturas parecen haber servido de camino de circulación de magmas basálticos durante el Mesozoico, y algunas de ellas controlan el trazado de la línea de costa y el de la Depresión periocénica, y habrían controlado además la sedimentación de las series del Mesozoico-Cenozoico. Por consiguiente, su edad podría extenderse desde el Jurásico hasta el Eoceno, y estarían ligadas con la apertura del margen atlántico durante la extensión mesozoica.

3.1.6. INTRUSIVOS DEL MESOZOICO

Diques tardíos (Cretácico?)

A lo largo de la zona, y en el conjunto SW de Angola, se reconocen sistemas de diques de composición basáltica, con textura diabásica. La dirección preferente de los diques en la zona estudiada es NW-SE, si bien hay algunos con dirección aproximada NE-SW.

Estos diques, que encajan generalmente en el basamento precámbrico, tienen longitudes de decenas de kilómetros, con anchuras generalmente de algunas decenas de metros, aunque localmente pueden alcanzar el orden hectométrico. Presentan contactos nítidos con el encajante, y en afloramiento o por imagen satélite se reconocen por su color muy oscuro que destaca nítidamente en el paisaje (figura

3.1.128); además, al ser débil su meteorización, a menudo constituyen relieves diferenciados.

Estos diques no se encuentran plegados o esquistosados, pero sí desplazados por movimientos tardíos de las fallas de dirección NE-SW.

Presentan una textura diabásica, generalmente de grano fino, con tamaño de grano milimétrico (o a veces inferior en los bordes de los cuerpos o en los cuerpos de anchura menor), y su composición mineral es esencialmente de plagioclasa y clinopiroxeno. No han sido estudiados en detalle en este trabajo.



Figura 3.1.128. Dique máfico de edad posiblemente Cretácico (oscuro) cortando las series metapelíticas de Giraúl.

3.2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS

3.2.1. METODOLOGÍA INSTRUMENTAL

Los análisis químicos de elementos mayoritarios fueron realizados por Fluorescencia de Rayos X (WDXRF) en un espectrómetro secuencial automatizado PHILIPS PW1480 instalado en los laboratorios del Servicio de Análisis de Minerales y Rocas de la Universidad del País Vasco.

El espectrómetro está equipado con un tubo Sc-Mo, cristales analizadores LiF 200, LiF 220, GE, PE y el multicapa PX1, en atmósfera de vacío, y un cambiador automático de treinta posiciones.

Para calibrar las líneas analíticas por regresión se han usado más de 40 patrones internacionales (Certified Reference Materials, CRM's) y se aplicaron factores de corrección para evitar el efecto matriz.

El límite de detección cuantitativo para los elementos mayores es 0,1% (0,01% para el hierro); para los elementos trazas es de 1-5 ppm, y 20 ppm para el Ba.

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES

Como se recordará, los granitoides del campo de Giraúl muestran varias facies, que abarcan desde dioritas a leucomonzogranitos y leucosienitas. Su composición química se describe a continuación.

Diorita

Sólo se dispone hasta el momento de un análisis químico de diorita, de la zona central

del campo. Esta diorita, como se recordará, está constituida principalmente por plagioclasa y anfíbol de tipo hornblenda, con menores proporciones de biotita y, en algunos casos, epidota primaria magmática, envolviendo allanita. Los cristales de zircón y de apatito completan la asociación.

Químicamente, esta roca está compuesta por 60,56 % de SiO₂; 15,96% de Al₂O₃; 3,19% de Na₂O; 1,94 % de K₂O; 5,58% de CaO; 3,12% de MgO; 6,25% el Fe₂O₃; 0,29% de P₂O₅; 07% de MnO y 0,75% y TiO₂ (véase tabla 3.2.1 en el anexo).

Tonalita

Las tonalitas de Giraúl, como se recordará, están compuestas principalmente por plagioclasa y cuarzo, con menor proporción de feldespato potásico; entre los accesorios destacan biotita, hornblenda (infrecuente) y abundante epidota primaria magmática (sobrecreciendo cristales de allanita), con menores proporciones de titanita, ilmenita y apatito.

En estas rocas, el SiO₂ oscila entre 61,67 a 66,92%; Al₂O₃ varía entre 14,70-15,67%; el Na₂O, desde 3,40 a 4,04 %; K₂O entre 1,72-2,54%; CaO desde 4,59 a 4,61%; el MgO varía de 2,09-2,17%; Fe₂O₃ desde 4,29 a 5,66%, y hay además bajos contenidos de P₂O₅, que oscilan entre 0,17 a 0,29%; 0,04-0,08% de MnO y 0,47-0,66% de TiO₂ (véase tabla 3.2.1, en los anexos).

Granodiorita

Las granodioritas de Giraúl se componen principalmente de cristales de plagioclasa,

feldespato potásico, cuarzo; como minerales accesorios hay abundante biotita, escasa hornblenda y epidota primaria (en algunos casos, sobrecreciendo cristales primarios de allanita), con menores proporciones de apatito.

Los elementos mayores, en las granodioritas, varían en el siguiente rango: el SiO_2 varía de 67,09-71,92 %; Al_2O_3 desde 13,66 a 15,45 %; el Na_2O entre 3,19-3,89 %; K_2O desde 2,63 a 4,21 %; el CaO entre 2,50 y 4,17 %; MgO desde 0,93 a 1,64 %; el Fe_2O_3 varía de 2,78 a 4,16 %. En cambio, el contenido del P_2O_5 oscila entre 0,14 y 0,23 %; MnO de 0,07 a 0,08 y TiO_2 entre 0,26 a 0,46 % (véase tabla 3.2.1 en los anexos).

Leucomonzogranito

En esta categoría se representan algunas de las rocas del plutón de la zona NW del campo, compuestas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; la biotita es más común que la moscovita; otros accesorios como el granate son raros; además, eventualmente pueden aparecer pequeñas cantidades de zoisita. El apatito y el zircón están también presentes, si bien en muy pequeñas proporciones.

Esta composición mineral queda reflejada en la geoquímica de estas rocas, que quedan claramente incluidas en el dominio de las rocas ácidas. De este modo, el SiO_2 oscila entre 74,28 a 74,65%; Al_2O_3 varía de 12,95 a 13,97%; el Na_2O , desde 3,69 a 4,9%; K_2O , entre 4,29-4,33%; el CaO desde 1,32 a 1,49%; MgO de 0,32-0,71%; el Fe_2O_3 entre 1,08 y 2,69%.

Además, estas rocas muestran bajas concentraciones de algunos elementos mayores, tales como el P_2O_5 , que oscilan 0,04 a 0,07%; el contenido del MnO es constante y es de 0,02%; por su parte, el TiO_2 varía entre 0,10 a 0,27% (véase tabla 3.2.1 en los anexos).

Leucogranito sienítico

Por otra parte, en la misma zona del NW del área se encuentran leucogranitos sieníticos,

compuestos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Entre los accesorios la moscovita se hace tan abundante o más que la biotita, a menudo rara en estas rocas; también a menudo aparecen granates y, en algunos casos, pequeñas cantidades de zoisita.; el apatito y zircón están también presentes.

Sus contenidos en elementos mayores exhiben rangos de variación geoquímica más diversificados en sus composiciones, en comparación a las granodioritas y leucogranito sienítico.

De este modo, los contenidos del SiO_2 varían de 74,29 a 76,35%; Al_2O_3 , desde 13,26 a 13,79%; el Na_2O varía entre 4,05 a 4,33%; K_2O entre 4,02-4,67%, CaO desde 0,64 a 1,23%; el MgO entre 0,26-0,35%; Fe_2O_3 desde 0,52 a 1,35%. En este caso se han registrado bajos contenidos de ciertos elementos mayores, como es el caso del P_2O_5 que su contenido oscilan en entre 0,02 a 0,19; el MnO de 0,01-0,002%; y TiO_2 entre 0,01-0,12% (véase tabla 3.2.1).

Como puede apreciarse, estos leucogranitos son las rocas de composición más ácida de toda la zona estudiada, como lo atestiguan los elevados contenidos en SiO_2 ; además, son también las más ricas en Na y pobres en Ca, aspecto que indica una composición fuertemente albítica en la plagioclasa.

Por otra parte, estas facies son también las que presentan mayores contenidos de K, que encajan con la abundante presencia de moscovita primaria en estas rocas.

Estos últimos granitoides son los que exhiben mayores variaciones composicionales, probablemente debidas a las variaciones en la mineralogía, como son la presencia de minerales accesorios tales como granate o moscovita, cuya presencia en estas rocas, a diferencia del resto de la suite, podría estar originada en la asimilación de las rocas metapelíticas encajantes.

Los mayores contenidos de Fe_2O_3 , MnO , CaO , TiO_2 y P_2O_5 , corresponden a los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos con granates, mientras que los más bajos corresponden a los mismos tipos de rocas que no poseen granates.

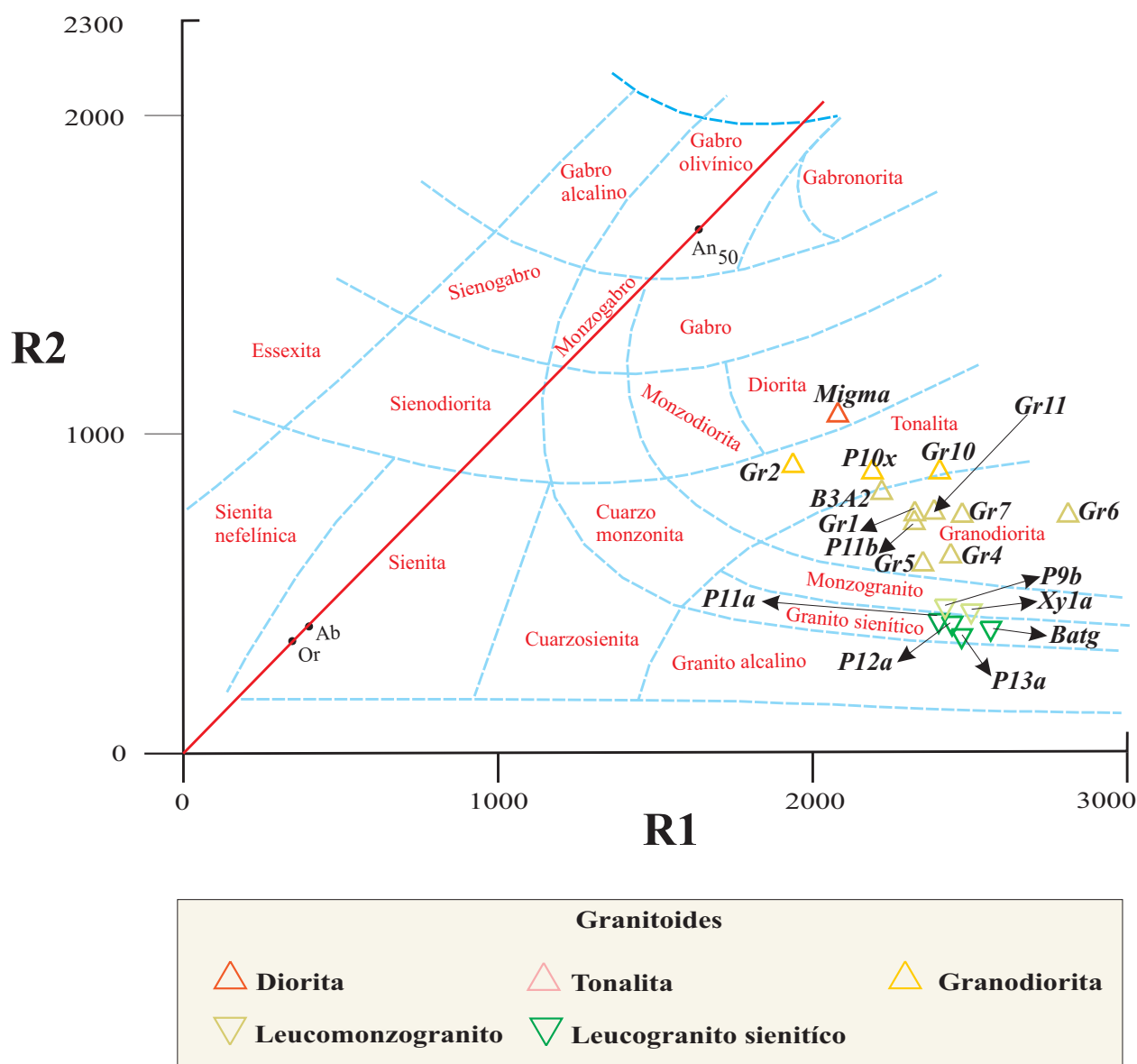


Fig 3.2.1: Clasificación de las rocas plutónicas del Precámbrico de la zona estudiada, de acuerdo con el diagrama de clasificación R1-R2 de la Roche et al. (1980), donde:

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti),$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al.$$

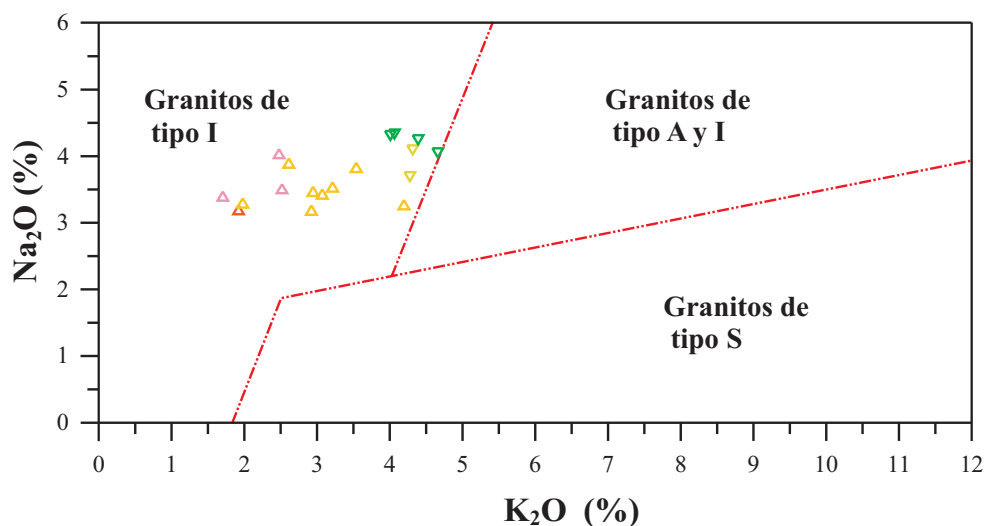
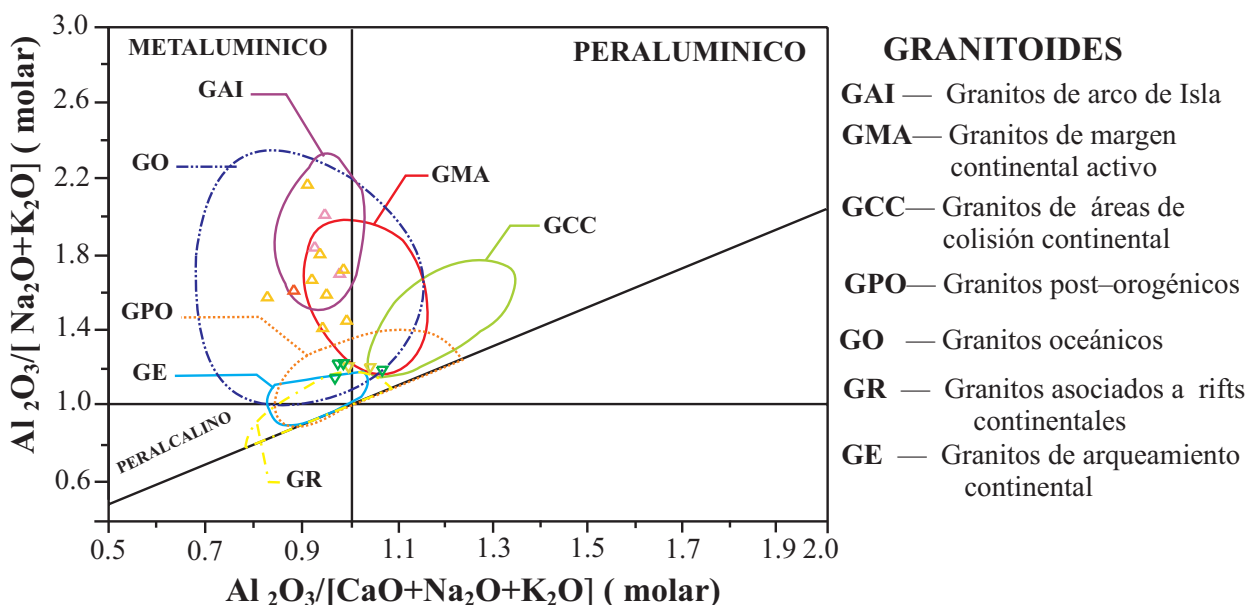
CLASIFICACIÓN QUÍMICA DE LOS GRANITOIDES

Para la clasificación, se ha representado la composición química de los principales elementos mayores de los granitoides del campo de Giraúl en el clásico diagrama de clasificación R1-R2 de La Roche et al. (1980), en donde $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$, y $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

En este diagrama (figura 3.2.1) se puede apreciar que la mayor parte de las rocas de la parte central de la zona estudiada, que ya hemos

clasificado modalmente como granodioritas, se representan en el campo de las granodioritas (muestras Gr4, Gr5, Gr6, Gr47, Gr11 y P11B). Lo mismo acontece con las muestras de dioritas (MG) y tonalitas del mismo sector o de las incluidas en el stock del NW (Gr2, Gr10 y P10x).

En cambio, los materiales leucocráticos más ácidos del stock circular del NW de la zona estudiada, definidos como leucogranitos en el campo, se representan como leucomonzogranitos (muestras XY1A, Gp9a) o como leucogranitos sieníticos (muestras Bat, P12a, P13a).



Granitoides		
△ Diorita	△ Tonalita	△ Granodiorita
▽ Leucomonzogranito	▽ Leucogranito sienítico	

Figura 3.3.2. a) Diagrama de variación composicional de los granitos de Giraúl, representados en el diagrama preliminar de campos metalumínico y peralumínico de Shand (1927), modificado con la adición de los grupos definidos por Maniar y Piccoli (1989). b) Representación de la composición química de las mismas rocas en el diagrama de K_2O vs Na_2O de White & Chappell (1983).

Índice de saturación en alúmina

Por otra parte, según el índice de saturación en alúmina (ISA), de Shand (1927), modificado por Maniar y Piccoli (1989), aplicado los granitoides de campo de Giraúl, podemos diferenciar dos grandes grupos (figura 3.3.2a).

De este modo, las dioritas, tonalitas y granodioritas se representan totalmente en el campo de granitos metaluminosos (granitos tipo I o M según la división de Maniar y Piccoli, 1989). El índice IA para las dioritas y tonalitas varía de 0,88-0,95; en cambio, para las granodioritas oscila entre 0,88-0,99 (Tabla 3.3.1, Fig.3.2.2a).

Sin embargo, en el mismo diagrama puede apreciarse también que algunas muestras de leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos se representan bordeando el campo de los granitoides peraluminicos (llegando inclusive a quedar ligeramente inscritos dentro del mismo en por lo menos dos casos).

Alcalinidad

Por otra parte, según la clasificación de White y Chappell (1983 y 1992), los granitoides del campo de Giraúl corresponden a granitoides de tipo I. Este dato concuerda con la presencia de abundantes cuerpos básicos y ultrabásicos asociados a los intrusivos graníticos.

No obstante, algunos leucogranitos se encuentran también bordeando el campo alcalino; en todo caso, su composición parece quedar alejada del campo de los granitos S (figura 3.3.2b). Así pues, los leucogranitos de Giraúl presentan composiciones híbridas. De todos modos, los leucogranitos muestran en cierta medida una mayor evolución geoquímica en comparación con la mayoría de los granitoides del área estudiada anteriormente descritos. Su asociación espacial, su mineralogía y otros criterios geoquímicos permiten que también puedan ser considerados como considerados como granitos tipo I según la división de Maniar y Piccoli (1989), pues en estos casos el índice de ISA oscila entre 0,98 -1,07, inferior a 1,1 que es el valor máximo para rocas metalumínicas.

Además, hay que destacar que los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos tienen como minerales accesorios moscovita y granates, a diferencia de los demás tipos de granitoides de la suite, aspecto que en este caso puede ser explicado como el resultado de contaminación del magma por asimilación de rocas de caja.

Por otra parte, cuando se observa los trends evolutivos de sílice contra fósforo y Pb, se aprecia que estos trends son típicos de suites de tipo I. Así, el contenido de P_2O_5 incrementa con el decrecimiento del SiO_2 , desde diorita, tonalita, granodiorita hasta leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos (Fig.3.3.2b). En cambio, el contenido de Pb(ppm), incrementa ligeramente

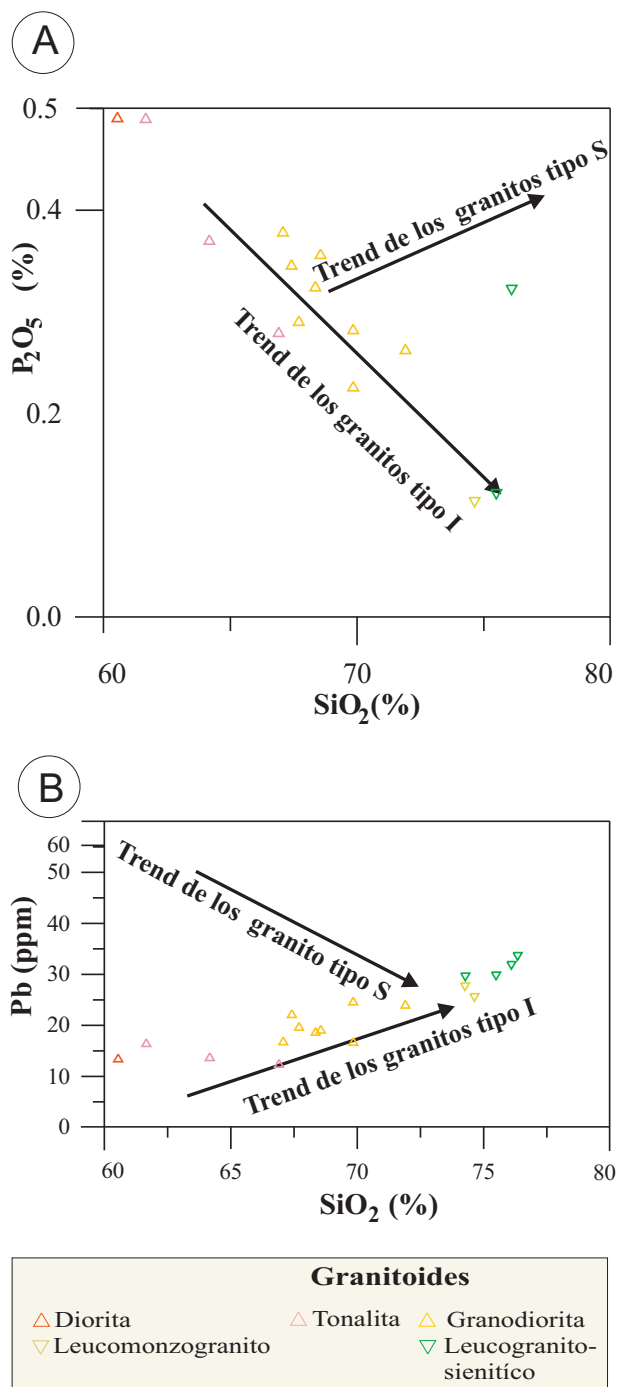


Fig.3.3.3: Representación de la composición química de los granitoides del campo de Giraúl según los diagramas de variación del SiO_2 vs P_2O_5 (a) y SiO_2 vs Pb de Chappell y White (1992). Se muestra los trends evolutivos de los granitoides de tipo S y de tipo I.

con el aumento del contenido SiO_2 , desde las dioritas hasta los leucogranitos sieníticos (Fig.3.3.2 b).

Diagrama AFM para los granitoides del campo de Giraúl

Hay que tener en cuenta que las rocas plutónicas de Giraúl que se han estudiado hasta el momento son exclusivamente de composiciones de intermedias a ácidas, por lo que faltan los términos básicos y ultrabásicos de la secuencia de rocas ígneas.

Pese a esta carencia, simplemente con los datos de que se dispone, el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) de este conjunto de rocas ácidas a intermedias ayuda a perfilar una tendencia (trend) evolutiva de tipo calcoalcalino, con enriquecimiento progresivo en álcalis a medida que aumenta la acidez de las rocas, desde las dioritas, a las tonalitas, a las leucomonzogranitos y, finalmente, a los leucogranitos sieníticos, los cuales ya representarían los estadios finales de la secuencia (figura 3.3.4a).

Diagrama K-Na-Ca para los granitoides del campo de Giraúl

Por otra parte, estos mismos granitoides también muestran un trend de evolución calcoalcalino cuando son representados en el diagrama K-Na-Ca de Irvine y Baragar, exhibiendo un acusado enriquecimiento continuo en potasio, que arranca desde los términos más básicos (en nuestro caso, intermedios, al faltar datos de las rocas plutónicas básicas y ultrabásicas del área) hacia los términos más ácidos (figura 3.3.4b).

No obstante, nuevamente un grupo de leucogranitos, los más sieníticos, presenta algunos datos discordantes. En efecto, estos análisis se separan ligeramente de la tendencia evolutiva general, indicando con ello que estos granitos poseen un mayor enriquecimiento en Na, aspecto ya remarcado anteriormente, debido a la presencia de mayor proporción modal de plagioclasa más sódica.

Este mismo aspecto también debe influir, evidentemente, en que estas mismas rocas se clasifiquen como leucogranitos sieníticos en el diagrama de La Roche, como se vio en apartados anteriores (Fig.3.3.1a).

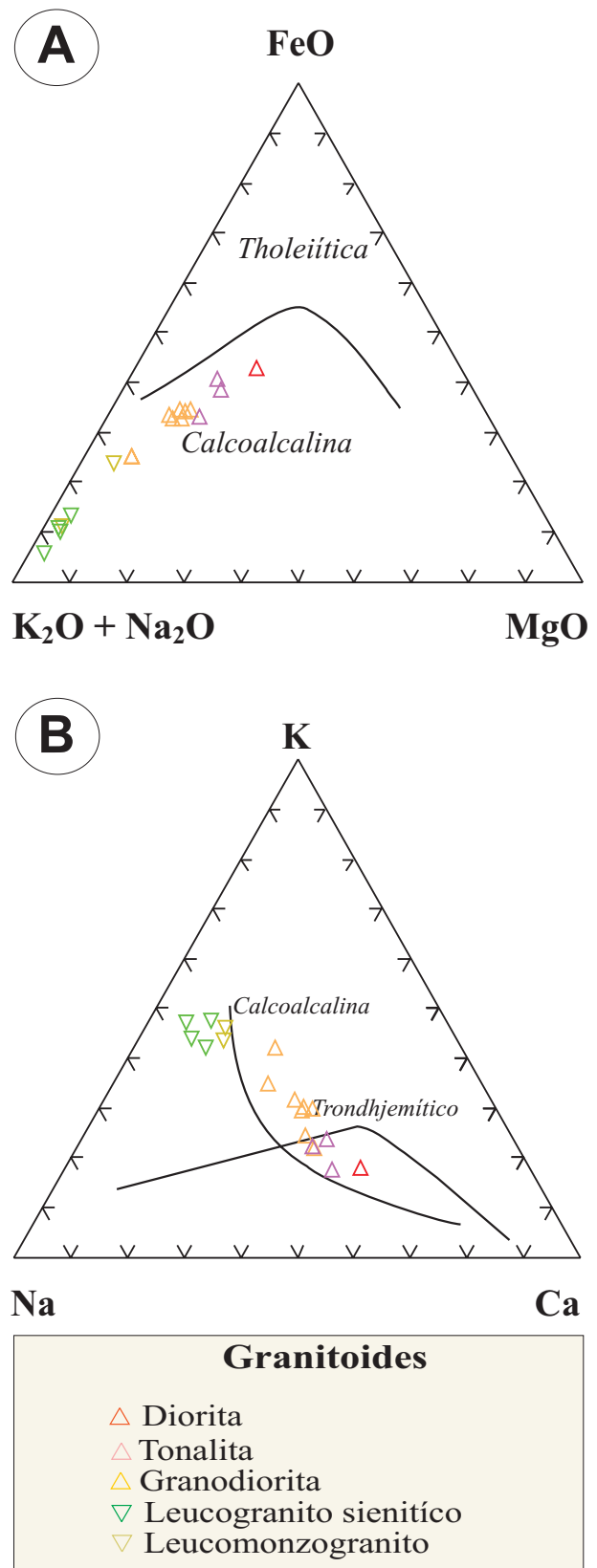


Fig.3.3.4 a: Diagrama AFM, para diferenciar las secuencias de rocas tholeiíticas de las calcoalcalinas, según Irvine y Baragar (1971); b: diagrama de evolución de las series calcoalcalinas y trondhjemiticas, según Barrer y Artth (1976), para los granitoides del campo de Giraúl.

SERIES MAGMÁTICAS

Según sus características mineralógicas y geoquímicas, los granitoides del campo de Giraúl son granitos subalcalinos. Además, estos granitoides muestran una gran variación, marcada por el incremento del $\text{SiO}_2\%$ y álcalis desde las dioritas hasta los leucogranitos sieníticos (figura 3.3.5a).

En la proyección del $\text{Na}_2\text{O} \%$ vs $\text{K}_2\text{O} \%$, los granitoides demuestran nuevamente un comportamiento similar al descrito anteriormente.

En este caso el contenido del $\text{Na}_2\text{O} \%$ vs $\text{K}_2\text{O} \%$, muestra un comportamiento positivo, marcado por el incremento del $\text{Na}_2\text{O} \%$ con el $\text{K}_2\text{O} \%$, desde la diorita hasta leucogranito sieníticos y granitoides representan serie potásicas intermedia.

La Fig.3.3.5b nos muestra que los granitoides del campo de Giraúl corresponden a granitoides subalcalinos; además estos granitoides son similares a muchos granitoides estudiados en otras partes del mundo por LeMaitre (1976).

Estudio de correlación de los elementos mayores en diagramas de Harker

Las proyecciones de los elementos mayores de los granitoides del campo de Giraúl en los diagramas de Harker (1909), utilizando el SiO_2 como elemento discriminante, muestran que estas rocas pueden ser co-genéticas y provenientes de una misma fuente, separándose los distintos grupos de rocas graníticas que estudiamos por diferenciación magmática.

Estas secuencias están marcadas por el aumento normal de los álcalis (Na_2O y K_2O) con el incremento del SiO_2 , y disminución en los contenidos del Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , y P_2O_5 con el aumento del grado de diferenciación desde diorita hasta los leucogranitos sieníticos. No obstante, el P_2O_5 muestra una pequeña anomalía, ya que algunas muestras de leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos muestran elevado contenidos de P_2O_5 (Figura 3.3.6).

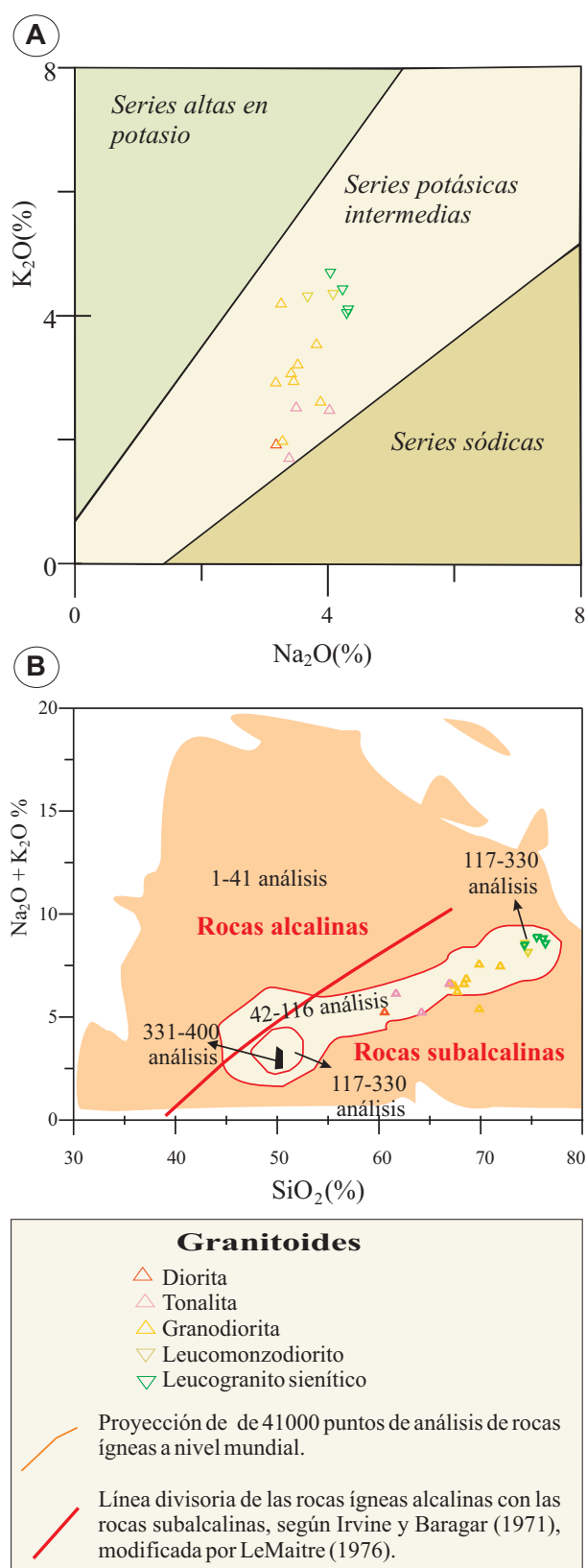


Figura 3.3.5. a : Diagrama de subdivisión de las series magmáticas de los granitoides del campo de Giraúl según el diagrama de Middlemost (1975); b: división de los granitoides alcalinos de los subalcalinos según el diagrama de LeMaitre (1976); se han representado los granitoides del campo de Giraúl y comparado con los granitoides de otros campos.

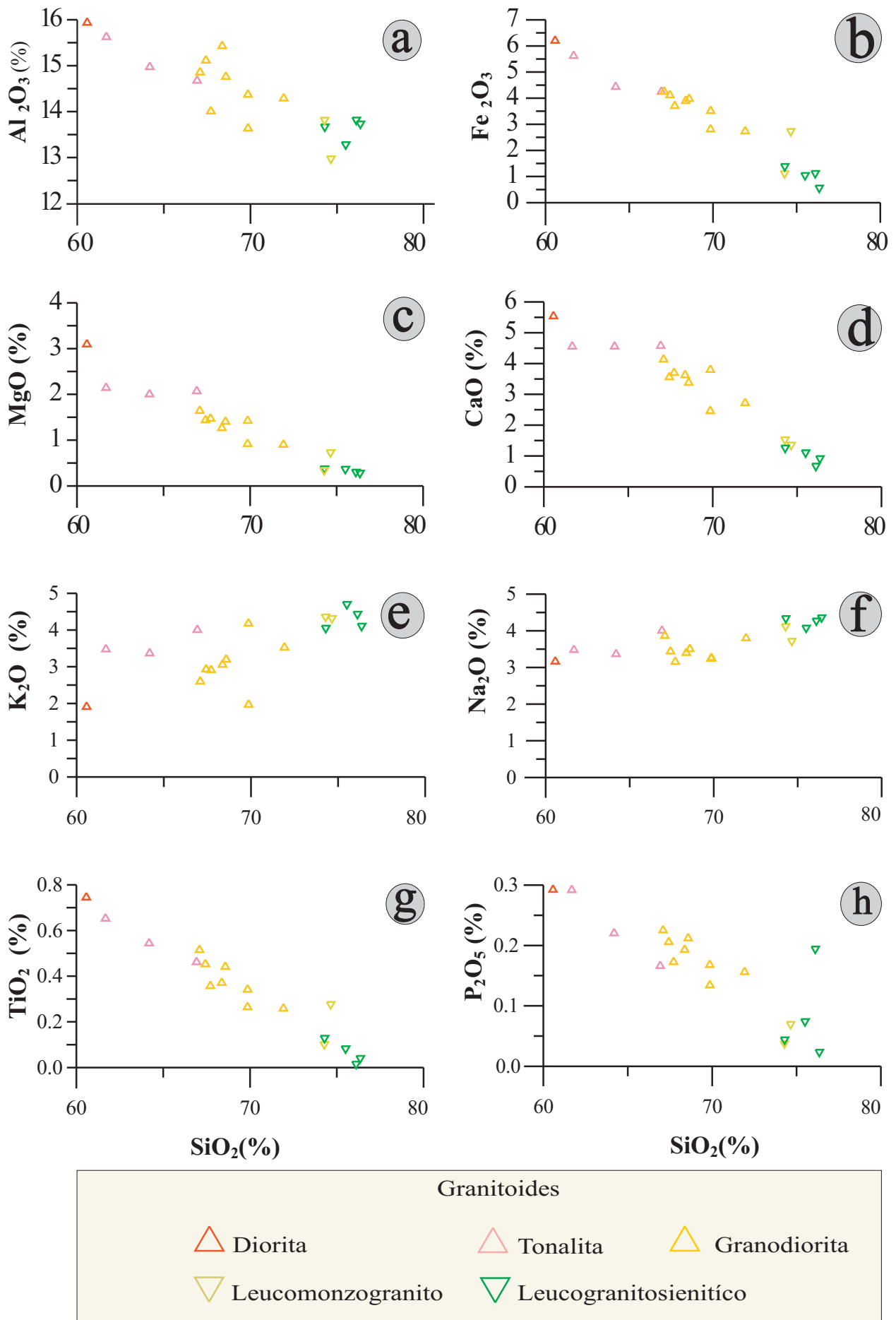


Figura 3.3.6: Diagramas de Harker (1909) de los elementos mayores de los granitoides de Giraúl.

En cambio, el contenido de los óxidos Fe_2O_3 , CaO , MgO y de P_2O_5 , exhiben una correlación negativa, marcada por el incremento con el decrecimiento del SiO_2 , (Fig.3.3.6).

Estudio de correlación de los elementos trazas en diagramas de Harker

La Tabla 3.3.2 del anexo muestra las concentraciones de los elementos trazas de los grupos de granitoides presentes en la zona bajo estudio. En cierto modo, se observa una clara coincidencia del comportamiento de las rocas de la serie en los elementos mayores con respecto a los elementos trazas.

Estas rocas muestran patrones de diferenciación normal para términos en extremo diferenciados, presentando un aumento de Rb con el aumento de la SiO_2 (figura 3.3.7).

Por el contrario, los contenidos del Ba, Sr, Th y Zr exhiben un comportamiento negativo con el incremento del contenido del SiO_2 , de manera que estos elementos están empobrecidos en las rocas más ácidas del campo. Esta tendencia es típica de la que se da hacia términos muy diferenciados (Figura3.3.7).

Así, el contenido del Rb en los granitoides del campo granitos es muy variable, incrementando progresivamente acorde con el incremento del SiO_2 desde las tonalitas y dioritas (donde varía entre 29-60,8 ppm) a las granodioritas (con contenidos entre 51,9-124,4 ppm), y finalmente a los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos (desde 115,1 a 191,6 ppm), como puede apreciarse en la figura 3.3.7 a. Este incremento se debe a que el Rb substituye preferentemente al K en los feldespatos y micas, pero debido a que su radio iónico es muy grande este elemento es muy incompatible, y por ello tiende a fraccionarse siempre hacia los medios más evolucionados.

En cambio, el Ba es uno de los elementos que tienen una variación compleja durante el curso de la diferenciación magmática en los términos menos ácidos: en tonalitas y dioritas con 541 a 1533 ppm, en granodioritas

presenta valores similares, desde 497 a 1053 ppm, pero en los leucomonzogranitos disminuye hasta las 86 ppm; no obstante, hay algún valor anómalamente elevado en los leucogranitos sieníticos, hasta 2037 ppm (figura 3.3.7 b).

El contenido del Sr en los granitoides del campo muestra un comportamiento inverso pero lineal, ya que con el aumento del contenido del SiO_2 decrece el contenido de aquél. Esto es debido principalmente a que el Sr substituye preferentemente al Ca de las plagioclasas. De este modo, se observa que el contenido del Sr es más elevado en las dioritas y tonalitas, con 662-1135 ppm y decrece paulatinamente en las granodioritas cuyos valores oscilan entre 430-689 ppm, hasta los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos, cuyos contenidos oscilan entre 61-324 ppm (figura 3.3.7c).

La concentración del Th en los granitoides es muy baja y muy dispersa en estos diagramas, aunque tiende a disminuir al aumentar el SiO_2 . Por lo tanto, el contenido del Th en dioritas y tonalitas oscila entre 6-39,5 ppm; en las granodioritas varía de 6,1 a 18,4 ppm y en los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos oscila entre 3 a 6,2 ppm (véase tabla 3.3.2d del anexo, y figura 3.3.7d).

El Zr en los granitoides del campo, muestra una cierta variación, disminuyendo como en el caso anterior en relación al SiO_2 . Así, el contenido del Zr en dioritas y tonalitas varía de 41,1 a 164 ppm; en las granodioritas se mueve entre 37,2 y 127,6; y en leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos se registran valores bajos, si bien se da un valor anómalo de 148,2 ppm (tablas 3.3.2d, y figura 3.3.7 e).

Por último, la proyección de la relación Rb/Sr para los granitoides del campo de Giraúl muestra una clara variación a nivel del campo, pues a a medida que aumenta el contenido del Rb (típico de medios más evolucionados) decrece el de Sr (típico de medios menos evolucionados). Esta variación es progresiva y lineal, de manera que sugiere que los magmas que dieron lugar a estas rocas eran cogenéticos.

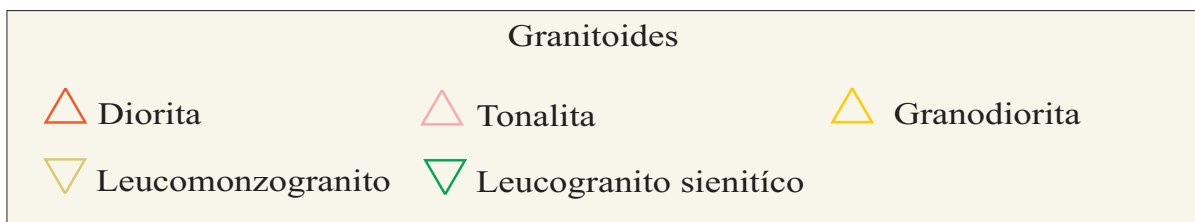
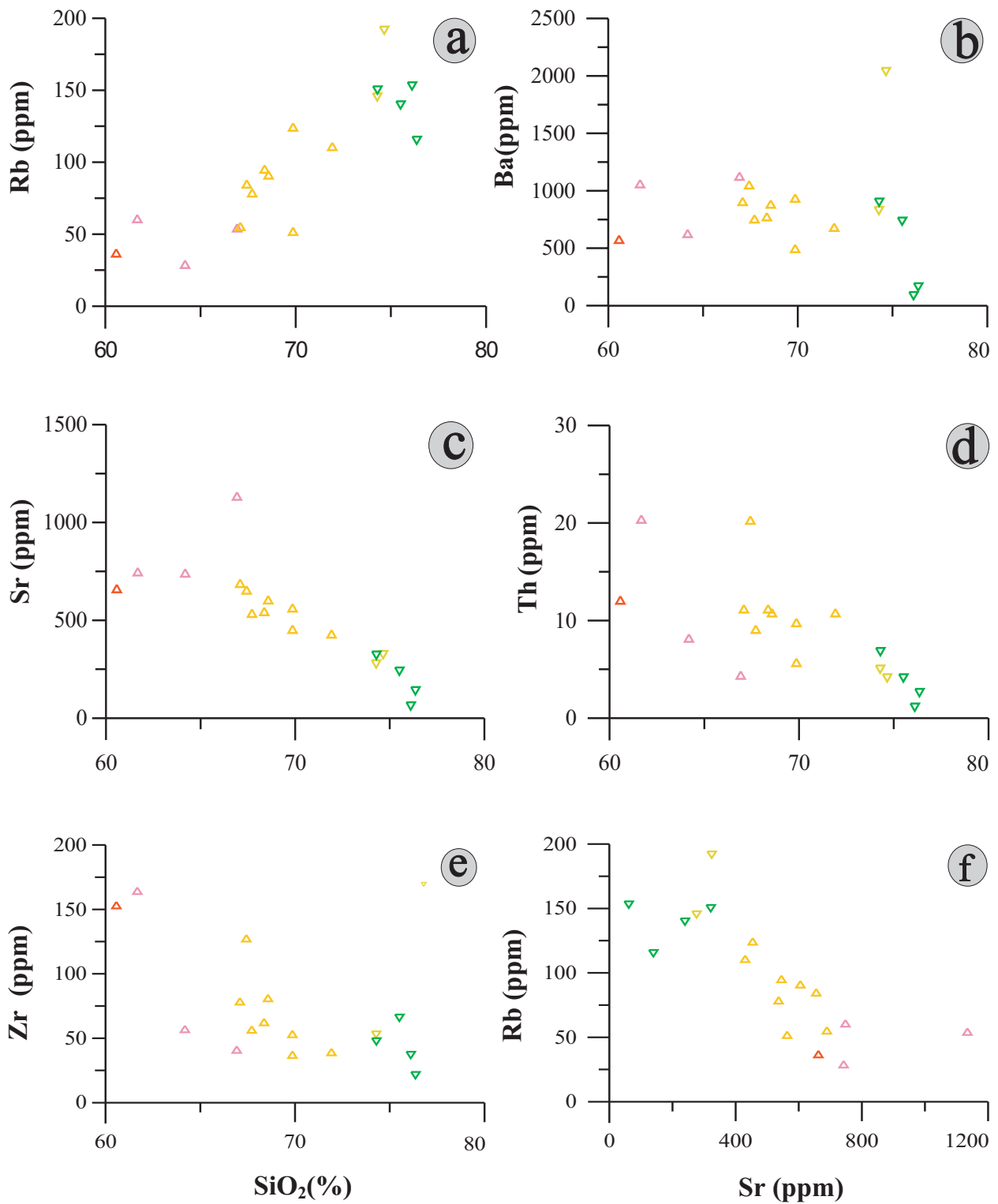


Figura 3.2.7. Diagramas de algunos elementos trazas de los granitoides del campo de Giraúl en función de su contenido en sílice, según los diagramas de Harker (1909), modificados por Visoná y Lombardo (2002).

DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA DE LOS GRANITOIDES DEL CAMPO DE GIRAÚL

La proyección de los análisis de los granitoides del campo de Giraúl, según la relación Y+Nb vs Rb, en el diagrama de Pearce et al. (1984) refleja que estos granitoides se habrían originado en un ambiente de arco volcánico (figura 3.2.8).

Las composiciones de los granitoides, grosso modo, dibujan un trend de empobrecimiento en Y y Nb y de enriquecimiento en Rb a medida que

aumenta la cantidad de Si, siendo por tanto los leucogranitos los más ricos en Rb y pobres en Nb e Y. No obstante, de nuevo, las composiciones de los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos muestran una ligera tendencia a desgajarse del resto de rocas de la serie, tendiendo a situarse en los bordes del campo de granitos de arcos volcánicos, en el límite con los granitoides sincolisionales. No obstante, estas variaciones pueden deberse al carácter muy diferenciado de los leucogranitos, ya muy enriquecidos en Rb.

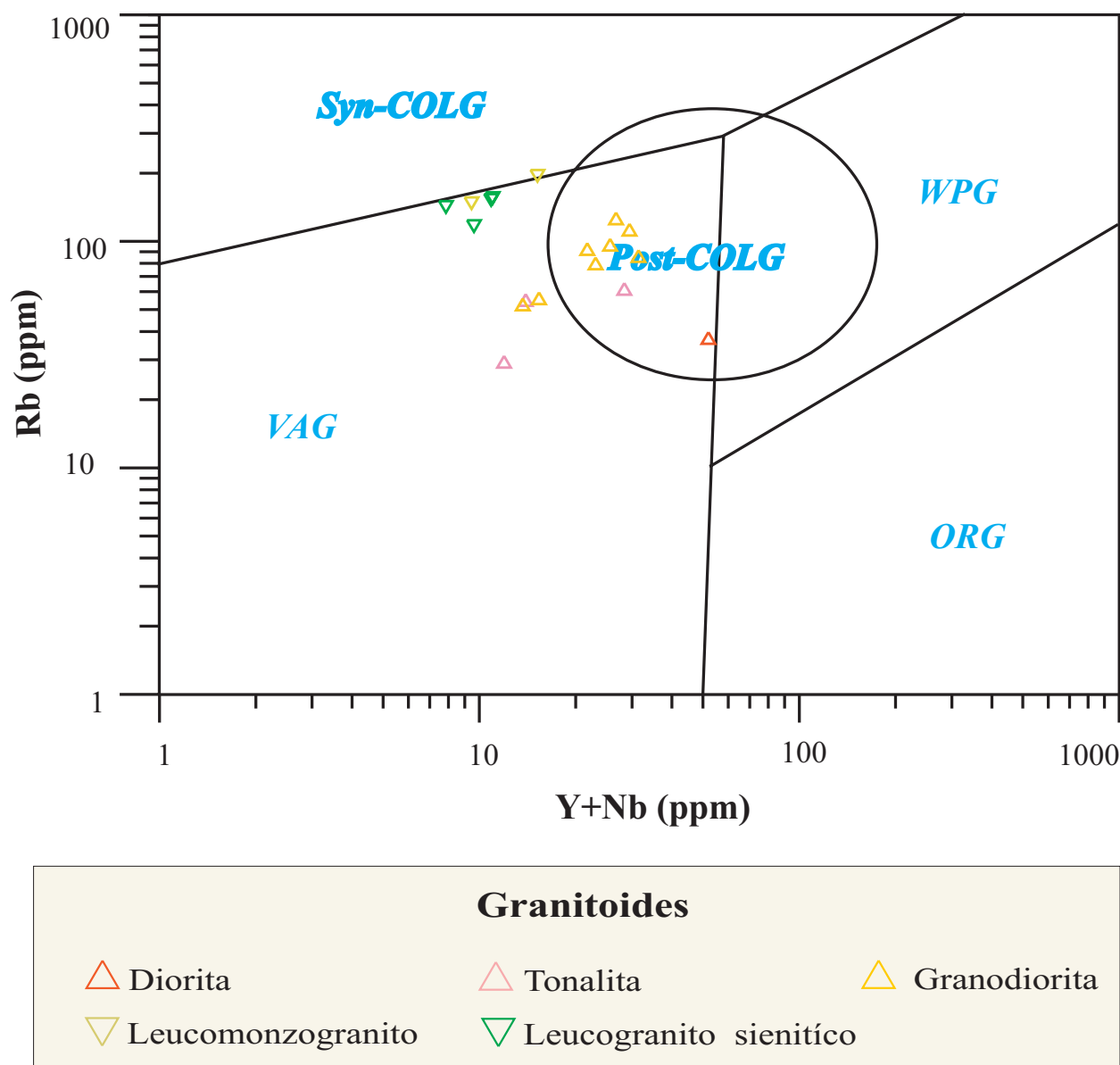


Figura 3.2.8. Discriminación del ambiente geotectónico para los granitoides del campo de Giraúl, utilizando el diagrama de Pearce (1984). VAG= granitoides de arco volcánico; ORG= granitoides orogénicos; WPG= granitoides de intraplaca; POST-COLG= granitoides postcolisionales; Syn-COLG= granitoides sincolisionales.

Diagrama de multielementos para los granitoides del campo de Giraúl

Los diagramas *spider* de multielementos para elementos traza son similares a los de granitos de zonas de arcos volcánicos, en los que se encuentran anomalías negativas pronunciadas en Nb y Ti.

Las anomalías negativas de Nb, en los granitoides bajo estudio, indican que las rocas no habrían tenido aportes de magmas de zonas mantélicas profundas, proceso que se da en los ambientes de borde de placa debido a que la placa que subduce genera una barrera para la intrusión de líquidos magmáticos de origen mantélico profundo, ricos en álcalis.

En algunos casos, en este tipo de ambiente también se encuentran anomalías negativas de Sr, pero no se observan en la serie estudiada, tal vez porque se está

trabajando con una suite extremadamente diferenciada, o porque no existieran fenómenos de cristalización fraccionada de las plagioclasas; la cristalización generalizada de allanita en muchas de estas rocas podría ser un elemento distorsionante.

Tampoco se encuentran anomalías en Eu, que podrían ser explicadas mediante el mismo razonamiento.

Las anomalías negativas en Ti de los leucogranitos tal vez puedan ser explicadas por la cristalización abundante de titanita e ilmenita en los términos más básicos; además, estos leucogranitos son pobres en biotita, de manera que no contienen prácticamente minerales que puedan concentrar titanio.

Por otra parte, algunas anomalías de Zr en algunos leucogranitos podrían ser atribuidos a asimilación del encajante, así como algunas anomalías en Pb y HREE (tierras raras pesadas).

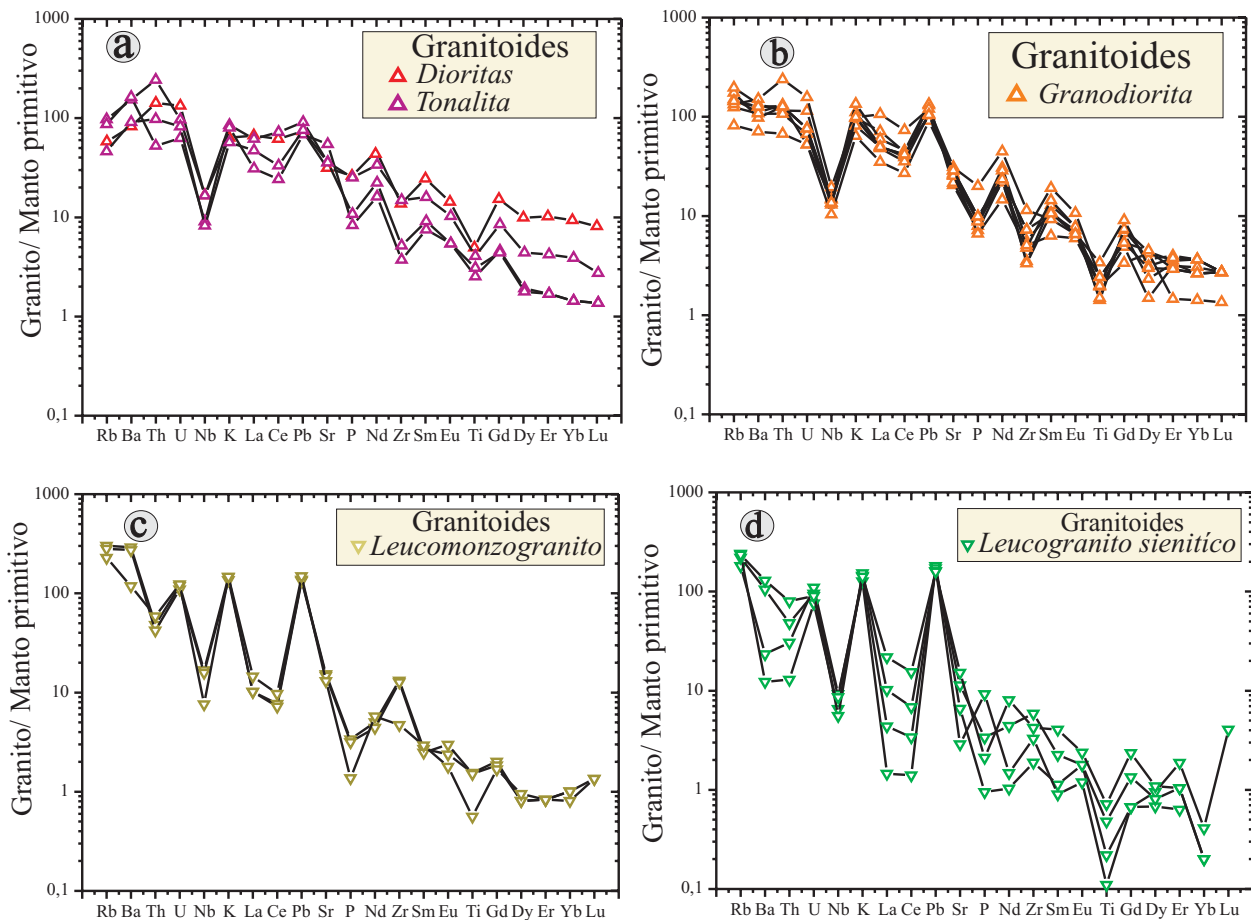


Figura 3.2.9. Diagrama de multielementos de Sun and McDonough(1989) para los granitoides del campo de Giraúl normalizados a Manto primitivo en ppm. Los elementos se encuentran organizados

La normalización a condritos de los valores, en ppm, de los granitoides del campo de Giraúl, según el método de Sun and McDonough (1989), muestra que la diorita, tonalita y granodioritas se encuentran enriquecidas en LREE y con una relación de La_n/Yb_n que varía de 13,95-29,09, seguida de una anomalía negativa de P y Zr, una muy acentuada anomalía de Nb y Ti, (figuras 3.2.9a,b).

Por el contrario, los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos exhiben un acusado empobrecimiento en LREE, y la relación La_n/Yb_n oscila desde 0,90 a 32,79. Además, los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos presentan, a la vez, ligeras anomalías negativas de Th. Estas anomalías en LREE y Th en los leucogranitos pueden deberse a la extracción de importantes cantidades de Th y tierras raras ligeras durante la cristalización de allanita durante la cristalización de los magmas menos ácidos del campo, pues como se recordará la allanita es muy abundante en las granodioritas y tonalitas; por consiguiente, la cristalización generalizada de este mineral en estos magmas habría deprimido en LREE a los magmas más evolucionados.

Por el contrario, en algunas muestras de granitoides leucocráticos (pero no en todas ellas) se observa un incremento de las HREE (tierras raras pesadas), como el Lu, lo cual se debe con seguridad a la cristalización del granate presente en estos granitos, quien fracciona tierras raras pesadas; como se ha indicado, este granate puede ser debido a procesos de asimilación del encajante. Los leucomonzogranitos tienen, de acuerdo con este criterio, mayor grado de interacción con la roca de caja, pues la anomalía es más sistemática; no obstante, en los leucogranitos sieníticos también puede darse localmente, e incluso tanto o más acentuada.

Todos estos datos sugieren un origen común del conjunto de rocas plutónicas precámbricas de la zona.

De manera similar, los leucomonzogranitos exhiben alguna ligera anomalía positiva de Zr, que puede ser debida a asimilación de circón del encajante (figura 3.3.9 c,d).

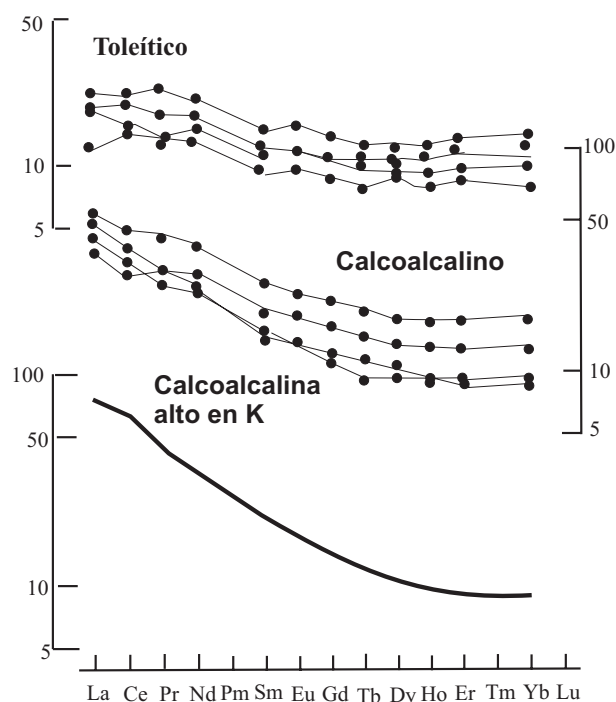


Fig. 3.2.10. Diagramas ideales típicos de REE de ambientes de arco de islas volcánicas, normalizados a condritos, según Sun y McDonough (1989), y Wilson (1989).

Comportamiento de las REE en los granitoides del campo de Giraúl

Los diagramas de REE muestran un enriquecimiento en tierras raras ligeras de hasta 100 x condrito, y patrones planos en las tierras raras pesadas, patrones que son típicos de zonas de arcos volcánicos oceánicos no muy evolucionados, según Wilson (1989; Figura 3.2.10).

De este modo, en nuestro caso las dioritas, tonalitas y granodioritas muestran un enriquecimiento en LREE de más de 100 veces el patrón condrito, así como ligeras anomalías positivas de Eu. Además, las REE pesadas muestran una tendencia plana (figuras 3.3.11 a y b).

Por el contrario, los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos presentan patrones anómalos muy empobrecidos en LREE, por debajo de 100x condrito, a la vez que un ligero enriquecimiento en HREE (figuras 3.2.11 c y d). Este comportamiento refleja en estas muestras claros procesos de asimilación de las rocas encajante, de composición meta-arcósica y metapelítica muy empobrecidas en trazas.

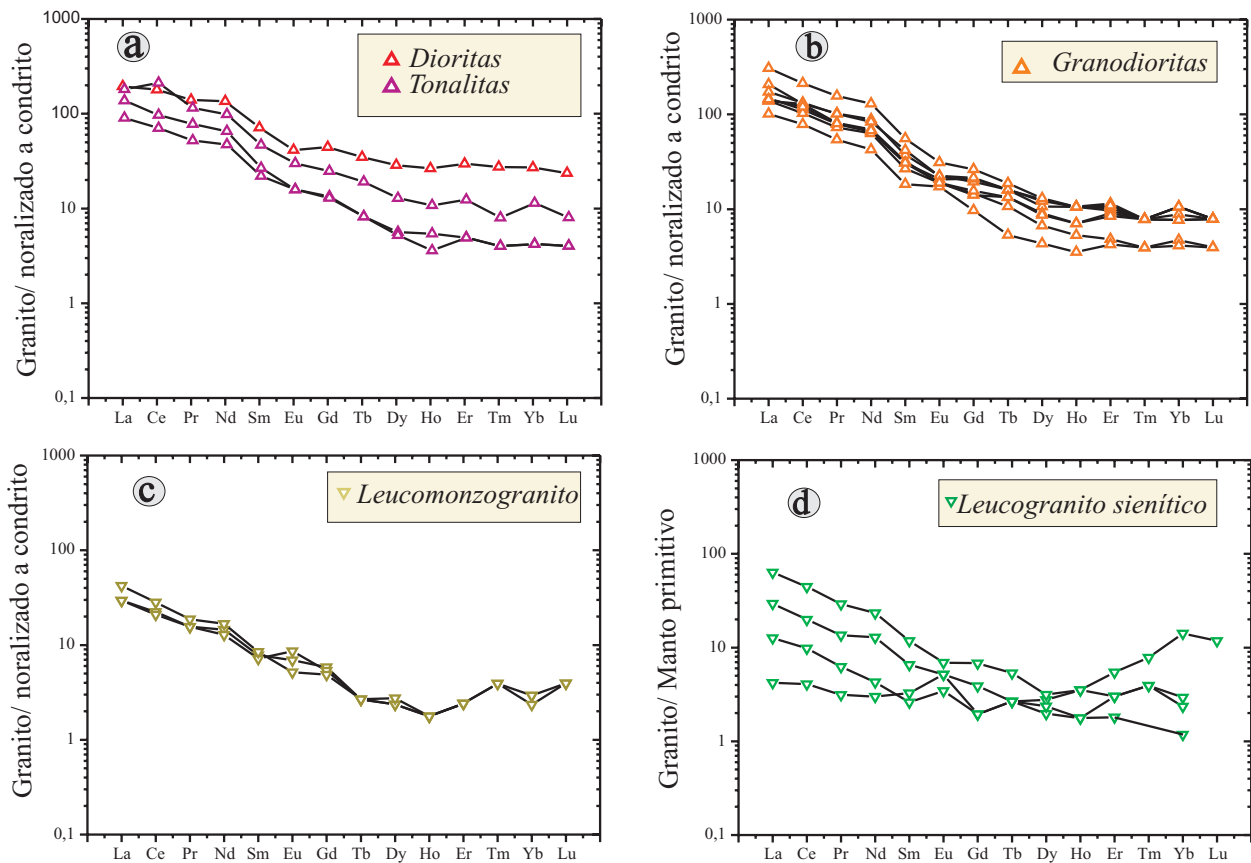


Fig. 3.3.11: Diagramas de REE para los granitoides del campo de Giraúl, normalizados a condrito en (ppm), según Sun & McDonough (1989).

CONCLUSIONES

Según la composición geoquímica los granitoides del campo se dividen en dioritas, tonalitas, granodioritas, leucomonzogranitos leucogranitos sieníticos, rocas que tienen un origen común, y que se habrían formado en parte por fraccionamiento magmático y en parte por contaminación con el encajante.

Según el índice de alcalinidad, las dioritas, tonalitas, granodioritas, y algunos leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos corresponden a granitos metaluminosos

calcoalcinos; otras rocas de estas últimas categorías son peraluminicas, pero su quimismo es debido a contaminación por la roca encajante.

Los leucomonzogranitos y leucogranitos sieníticos están enriquecidas en Rb, Cs, y Li, en cambio las granodioritas tonalitas, monozogranitos, muestra un pequeño enriquecimiento en Sr, Ba, Th, Nb, Zr y Y.

Genéticamente, los granitoides del campo de Giraúl, corresponden a granitos de tipo I formados en un ambiente de arco de isla volcánico.

3.3. GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

3.3.1. INTRODUCCIÓN

$$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} = e^{\lambda t} - 1 \quad (\text{Ecuación 2})$$

Fundamentos del Método U-Pb

El uranio presenta dos núclidos inestables, ^{238}U y ^{235}U , se desintegran para generar ^{206}Pb y ^{207}Pb respectivamente. De este modo, dos isótopos radioactivos distintos generan paralelamente dos isótopos radiogénicos. Por consiguiente, para cada análisis U-Pb serán obtenidas dos edades aparentes, permitiendo determinar si el mineral datado permaneció en un sistema cerrado y así considerar el análisis concordante.

A través del método U-Pb es posible determinar la edad de cristalización de la roca. Para ello, el zircón ha sido el mineral más frecuentemente utilizado en este método. Sin embargo, otros minerales, como la titanita, uraninita, badeleyita, monazita y apatito pueden ser usados para este fin.

Diagrama de Concordia

Cuando el mineral datado permanece en un sistema cerrado, o cuando son realizadas correcciones específicas para el Pb incorporado a lo largo de la vida del mineral, los dos geocronómetros generan datos concordantes (Faure, 1986). La desintegración de ^{238}U para ^{206}Pb en función del tiempo es descrito por la siguiente ecuación:

$$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = e^{\lambda t} - 1 \quad (\text{Ecuación 1), donde}$$

$$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = \frac{[(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i]}{(^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U})}$$

Similarmente, el decaimiento de ^{235}U para ^{207}Pb es representada por la siguiente ecuación:

Las ecuaciones 1 y 2 pueden ser usadas para calcular valores compatibles de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para determinadas “edades” (t). Esas ecuaciones, por lo tanto, son ecuaciones paramétricas de una curva que une los puntos de datos con las mismas edades U-Pb en el tiempo geológico. Esta curva fue llamada *concordia* (Wetherill, 1956; Faure, 1986).

A partir de las primeras dataciones U-Pb se notó que las fracciones de zircón analizadas tenían edades $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ discordantes. Esta discordia se debe a que por alguna razón se produce una pérdida de Pb en los minerales (Silver et al., 1963). Sin embargo, Silver y Deutsch (1963) verificaron una correlación negativa entre el tamaño de los cristales de zircón y la discordia, y una correlación positiva entre la susceptibilidad magnética y la discordia.

Con granos de zircón con pequeñas diferencias en la susceptibilidad magnética o en el tamaño de los granos, es posible generar una serie de análisis discordantes colineales en un diagrama de concordia. La mejor recta que une esos puntos es denominada línea de **discordia**, o línea de mezcla.

Esa línea corta a la concordia en dos puntos, donde la intercepción superior es interpretada como reflejando a la edad de cristalización del conjunto de granos analizados. A fin de disminuir esa discordancia y aumentar la precisión de las edades U-Pb en zircón, Krogh (1982) introdujo un proceso de abrasión en aire, junto a un agente pulidor. Este proceso de abrasión retira las superficies alteradas, en las cuales habría mayor pérdida de Pb, siendo analizados, de este modo, solamente los núcleos del zircón.

Actualmente existen técnicas analíticas que posibilitan análisis isotópicos puntuales, a

escala de pocas micras, a partir de excitar la muestra con iones (SIMS) o un haz de láser (LA-ICP-MS).

Fundamentos del método Sm-Nd

El neodimio y el samario son elementos de las tierras raras ligeras, del grupo del cerio. Ambos elementos tienen las mismas propiedades geoquímicas y un comportamiento similar. Estos elementos son considerados como geoquímicamente inmóviles, o sea que se acepta generalmente que no son removilizados durante procesos de metamorfismo regional de grado bajo a medio, alteración hidrotermal o intemperismo químico. Por ello, son muy utilizados para el estudio de la evolución de la corteza continental.

Los minerales son muy selectivos a la hora de incorporar elementos de las tierras raras en su estructura. Feldespato, biotita y apatita tienden a concentrar tierras raras ligeras (LREE). Las concentraciones de Sm y de Nd en las rocas ígneas aumentan con su grado de diferenciación.

Por otra parte, la relación Sm/Nd disminuye con el paso del tiempo, puesto que el isótopo ^{147}Sm es radioactivo y decae, con la emisión de partículas α , para generar el isótopo estable ^{143}Nd . Se ha calculado que la vida media del ^{147}Sm es de cerca de $1,06 \times 10^9$ años (Faure, 1986).

La ecuación de geocronología aplicada a esta desintegración es la siguiente:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right) = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i + (e^{\lambda t} - 1) \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)$$

donde λ es la constante de descomposición y t es el tiempo.

Esta ecuación puede ser usada para varias rocas o minerales a fin de que pueda ser construida una isocrona. Si varias muestras de una serie en una área en estudio se ajustasen a una isocrona quiere decir que proceden de la diferenciación de un único magma y que tienen una misma edad.

Como estos elementos son litófilos y no poseen afinidades siderófilas ni calcófilas, todo

el Sm y el Nd primordiales se consideran en el manto, por eso se puede utilizar los diagramas $t \times \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ para explicar la evolución del mismo. La edad modelo TDM obtenida en estos diagramas representa el momento en que el cociente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roca fue idéntico al del manto empobrecido.

Según Arndt y Goldstein (1987) los análisis isotópicos de Sm y Nd datan un evento formador de la roca y reflejan el momento de diferenciación de la corteza-manto, o sea, el tiempo en el cual la muestra de corteza continental fue separada del manto.

Por esta razón, cuando la muestra es una mezcla de materiales derivados del manto en diferentes épocas, esas edades no corresponden a un evento específico de formación de la corteza, sino que dan solamente una estimación del tiempo medio en que el material estuvo residiendo en la corteza continental.

Evolución Isotópica del Neodimio (Nd)

El decaimiento radioactivo del ^{147}Sm para dar ^{143}Nd ocurre por la emisión de partículas α con vida media de $1,06 \times 10^{11}$ años (Faure, 1986).

Según De Paolo y Wasserburg (1976) la razón Sm/Nd de la Tierra es igual a la mitad de aquellas representadas por meteoritos condriticos, y la evolución del Nd ocurrió en un reservorio uniforme CHUR (Chondritic Uniform Reservoir).

Las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de las rocas corticales pueden ser determinadas por comparación con razones correspondientes a las del CHUR. Con esto se obtiene una curva patrón para la evolución del Nd en la Tierra, que sirve para comparación con las razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenidas en las rocas o minerales datados a través del "parámetro epsilon":

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left\{ \left[\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{muestra}} \div \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}} \right] - 1 \right\} \times 10^4$$

Si el ϵ_{Nd} fuera positivo indica que la roca proviene de una fuente empobrecida, con razones Sm/Nd mayores que las del CHUR (ej.

manto empobrecido), mientras que un eNd negativo indica una fuente enriquecida, con razones Sm/Nd menores que las del CHUR. En este último caso, la roca analizada debería haber sido derivada de la fusión parcial de la corteza (como, por ejemplo, la corteza continental; Faure, 1986).

Edades Modelo

Las edades modelo son obtenidas a través del cálculo del tiempo en que la muestra tenía una composición isotópica idéntica a la de la fuente (Arndt & Goldstein, 1987) o por la determinación del tiempo en el cual la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de la roca era igual a la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del CHUR (Faure, 1986).

Estas edades pueden ser obtenidas gráficamente a partir de un diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ x edad. La razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ es la intercepción de la edad cero y es dada por la edad $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Estas edades también pueden ser calculadas en relación a fuentes empobrecidas, en las cuales la razón Sm/Nd aumentó debido a fusión parcial en un evento anterior (Faure, 1986).

La razón Sm/Nd de las rocas corticales es 40% menor que la del reservorio terrestre "Bulk Earth" (Taylor and McLennan, 1985) y cerca de 50% menor que el manto empobrecido (Arndt and Goldstein, 1987). Según Arndt and Goldstein (1987), las edades modelo pueden ser interpretadas de dos maneras:

- si coinciden con edades U-Pb, o con evidencias de algún evento orogénico, se puede considerar que esas edades datan la época de diferenciación corteza-manto.

- si coinciden con edades U-Pb, sin evidencias de orogénesis, son interpretadas como edades medias de una fuente mixta.

Las edades modelo solo tendrán significado geológico en caso que se asuma que la roca no sufrió cambios después de su separación del Sm y Nd del reservorio condrítico.

Generalmente la razón Sm/Nd de las rocas corticales resisten al metamorfismo, erosión y redepositación, pues los elementos

de las tierras raras presentan propiedades geoquímicas similares y son menos móviles en relación a los metales alcalinos y alcalino térreos (Faure, 1986).

3.3.2. MÉTODO DE TRABAJO

Sm-Nd

Los análisis de Sm – Nd fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología de la Universidade de Brasília, en roca total en tres muestras de granodioritas-tonalitas, una muestra de diorita y una muestra de leucogranito siguiendo el método de Goia y Pimentel (2000).

Las muestras de roca total (~50 mg) fueron mezcladas con ~30 mg de *spike* (^{149}Sm - ^{150}Nd) y diluidas en recipientes tipo *savillex* (limpios y secos) a través de una serie de ataques con ácidos fluorhídrico, nítrico y clorhídrico.

La extracción y purificación del Sm y Nd son realizadas siguiendo técnicas convencionales de intercambio catiónico en columnas de Teflón (primaria y secundaria) conteniendo resina LN-Spec. Las muestras de Sm y Nd fueron depositadas en filamentos de Re para posterior lectura en el espectrómetro de masa multicolector Finnigan MAT 262 operado en modo estático.

Las reproductibilidades de las razones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2s) son mejores que 0.1% y 0.005%, respectivamente, de acuerdo con análisis repetidas en patrones de rocas internacionales BHVO-1 y BCR-1. Las razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron normalizadas a $^{146}\text{Sm}/^{144}\text{NdNd} = 0.7219$ (O'Nions et al., 1977).

Los valores actuales de CHUR usados en los cálculos de eNd fueron $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,1967 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,512638 (Wasseburg et al., 1981).

Los valores de MORB utilizados en el cálculo de las edades modelo fueron $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,513114 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{NdNd}$ de 0,222 (Richard et al., 1976) La constante de decaimiento de ^{147}Sm utilizada fue 6.54×10^{-12} , recomendada por Lugmair y

Tabla 3.3.1. Resultados de los análisis de Sm-Nd

Muestras	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\text{SE}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (o)	T_{DM} (CHUR) (Ga)
TOP 9 A(Leuc.sienítico)	1,631	7,171	0,1375	0,511939+/-10	-13,63	2,19
TOY 2A(Leuc.monzogranito)	0,343	0,985	0,2106	0,513057+/-	8,17	-
TO GB(granodiorita)	5,744	31,914	0,1088	0,511564+/-15	-20,96	2,14
TOP 8 A(Leuc.sienítico)	1,054	4,279	0,1489	0,511960+/-15	-13,23	2,55
TO(diorita)	1,666	8,279	0,1216	0,511746+/-13	-17,39	2,13

Leyenda: TOP9A, leucogranito sienítico moscovítico-biotítico; TOY2A leucomonzogranito moscovítico-biotítico, TOGB, granodiorita biotítica; TOP8A leucogranito sienítico moscovítico-biotítico; TO, diorita biotítica-hornbléndica.

Marti (1978). El cálculo de las edades modelo (TDM) fue efectuado utilizando el modelo de De Paolo (1981).

U-Pb

Para realizar los análisis U-Pb por método convencional se disolvieron las fracciones de circones seleccionadas en HF y HNO₃ (HF: HNO₃ = 4:1) utilizando micro-capsulas en bombas tipo Parr. Una mezcla de ^{205}Pb - ^{235}U fue utilizada como «spike».

La extracción química siguió la técnica patrón de intercambio iónico usando columnas de teflón y según el procedimiento descrito en detalle por Krogh (1973) y Corfu y Stoott (1986).

El Pb y U se depositaron conjuntamente sobre un filamento único de Re con H₃PO₄ y sílica gel.

Los análisis isotópicos fueron llevados a cabo en el Laboratorio de Geocronología de la Universidade de Brasília (Brasil), utilizando un espectrómetro de masa multicolector Finigann MAT-262, equipado con un multiplicador de electrones secundarios.

Los blancos de Pb al momento de realizarse los análisis fueron mejores que 20 pg.

Finalmente, los programas PBDAT (Ludwig, 1993) e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001) fueron utilizados para la reducción de los datos y para el cálculo de las edades. Los errores para las relaciones isotópicas fueron de 2s.

3.3.3. RESULTADOS

Sm/Nd

La tabla 3.3.1 muestra los resultados obtenidos del análisis de Sm-Nd sobre tres muestras de granodioritas-tonalitas, un leucomonzogranito y una diorita.

Los valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ indican para las muestras de leucogranito sienítico TOP9A y leucomonzogranito TOY2A (+4,96; +0,016) una fuente mantélica levemente empobrecida, valores de -0,67 y -0,076 de las muestras mientras que en la granodiorita TOGB y en la diorita TO indican fuentes con una leve contaminación, que se incrementa más obviamente en la muestra de leucogranito sienítico TOP8A (-2,217), en la que los resultados indicarían una leve participación cortical.

Por consiguiente, estas variaciones indican que la intrusión de los magmas a altas temperaturas habría producido asimilación con rocas encajantes y contaminación parcial de los magmas primarios levemente empobrecidos.

Este fenómeno es observable en el campo en relación con el encajante metamórfico metapelítico del cuerpo de leucogranitos al NW de la zona de estudio.

Respecto a las T_{DM} , salvo en la muestra de leucogranito sienítico TOP8A (2,5) en la que se observa mayor contaminación cortical, las demás muestras tienen edades modelo similares, de alrededor de 2,13-2,19 lo que indicaría una fuente primordial cogenética y

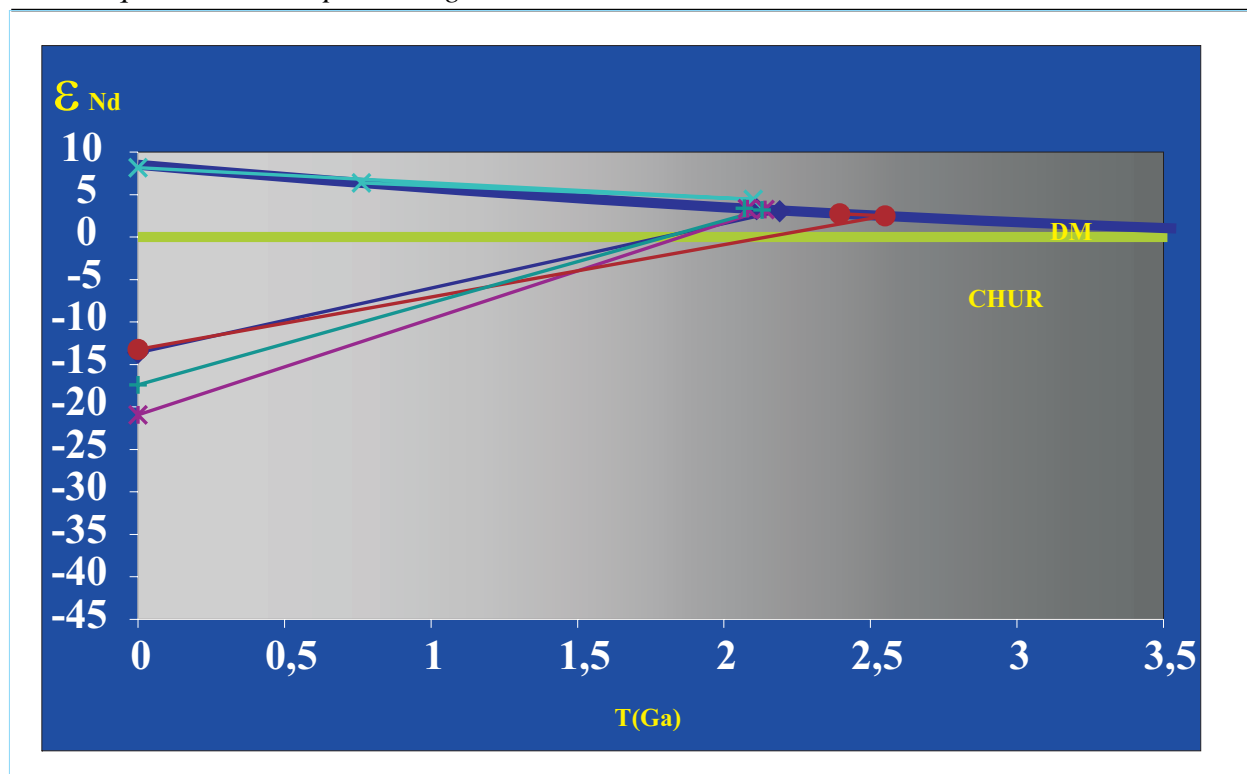


Figura 3.3.1. Intersección en la línea de evolución del manto empobrecido indicando

muy escasa contaminación con las rocas del basamento.

Esta edad también indica la característica juvenil de los magmas, en concordancia con un magmatismo de arco con una corteza poco desarrollada.

Las edades modelo obtenidas caen en su mayoría dentro de los valores 2,1 a 2,5, edades reconocidas previamente significativas en el área de estudio como edades de orogenias en las que se habría formado nueva corteza.

La figura 3.3.1.1 muestra la intersección en la línea de evolución del manto empobrecido indicando las edades modelo que se han obtenido. La edad modelo T_{DM} más elevada, observada en la muestra TO P8A, de unos 2,5 Ma, indicaría mezcla con porciones de basamento más antiguo, probablemente rocas de los eventos orogénicos Malanje-Andulo (2600Ma) o Lunda-Cuango-Malanje (2822Ma.).

A partir del procesado de los datos se obtuvo una isócrona con 3 puntos (Figura 3.3.2a) con una edad de 2230 ± 48 Ma, con una

relación inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,509963 \pm 0,000049$, un MSWD = 0,113, 26.

El valor de edad es significativo dentro del considerado ciclo orogénico Eburneano para este sector de Angola, y que concuerda dentro del intervalo de errores con otras edades encontradas para este ciclo (Torcuato et al., 1979, Carvalho et al., 2000, Torcuato y Oliveira, 1977).

Por tanto, estos datos son coincidentes con los descritos para los denominados "Granitos Regionales" por Carvalho et al. (2000), y los realizados por Torcuato et al. (1979) en el Precámbrico de Angola.

Otra isócrona (figura 3.3.2b) fue también obtenida para una edad de 1980 ± 190 Ma, una relación inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51015 \pm 0,00015$, y con MSWD = 0,88, 26

A pesar de su amplio margen en la edad de ± 190 , el MSWD bajo de esta última isócrona indicaría que estas rocas son isotópicamente homogéneas, y la edad así obtenida es coincidente con los rangos de edades postulados para la orogenia Eburneana.

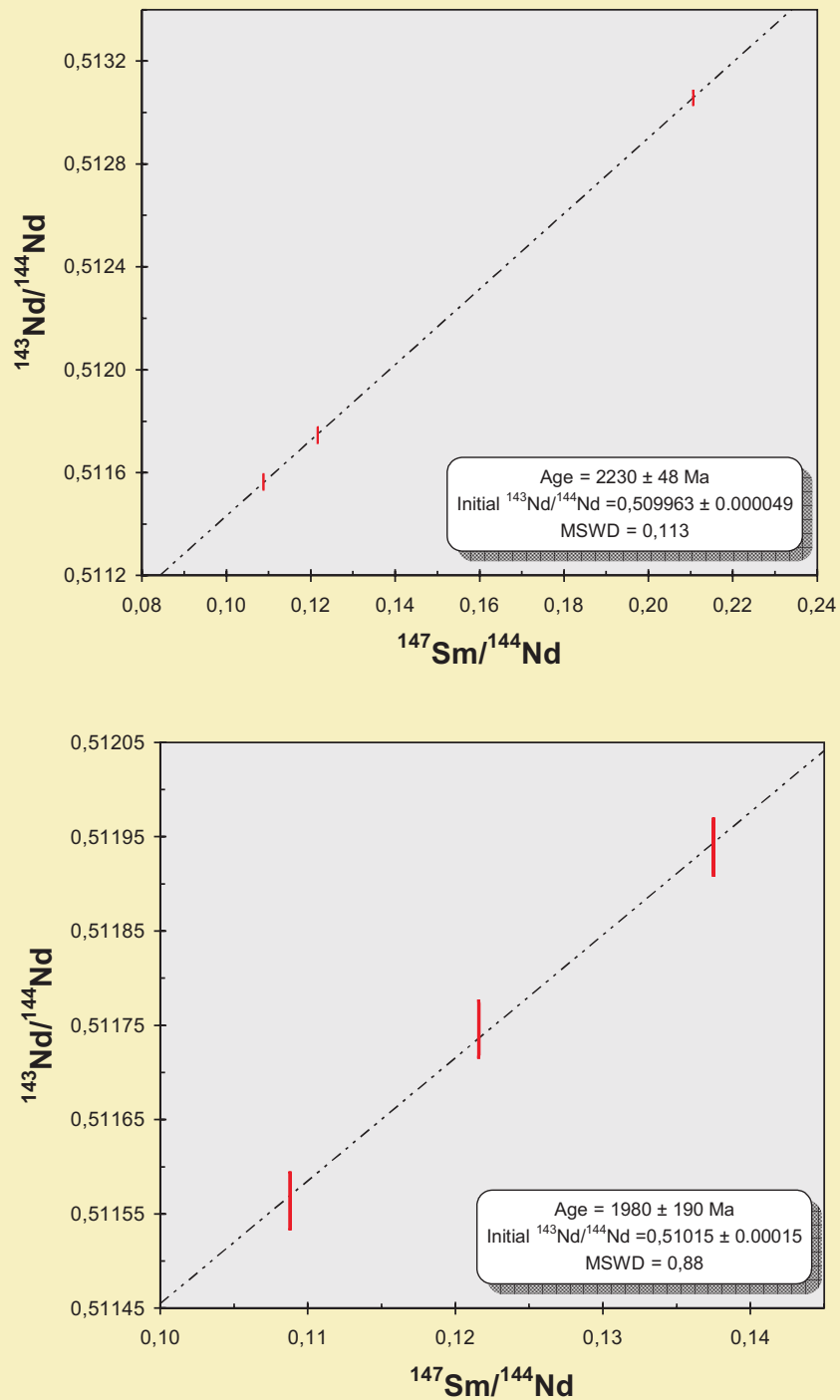


Figura 3.3.2. Isócronas obtenidas en granitoides del campo de Giraúl, por el método de Sm-Nd.

U-Pb

En este trabajo se obtuvieron dataciones inéditas de circón en una muestra en pegmatita de tipo III (pegmatita TO1+B) y de circón en granodiorita (muestra TOGB) por el método convencional ID-TIMS.

Los datos proyectados en el diagrama de la concordia dan una discordia con una intersección superior (upper intersect), respectivamente, de 1795±41 Ma y 1728±2.5 Ma.

La figura 3.3.3 muestra las dataciones de U-Pb, para pegmatitas (TO1+B) y granodiorita (TOGB).

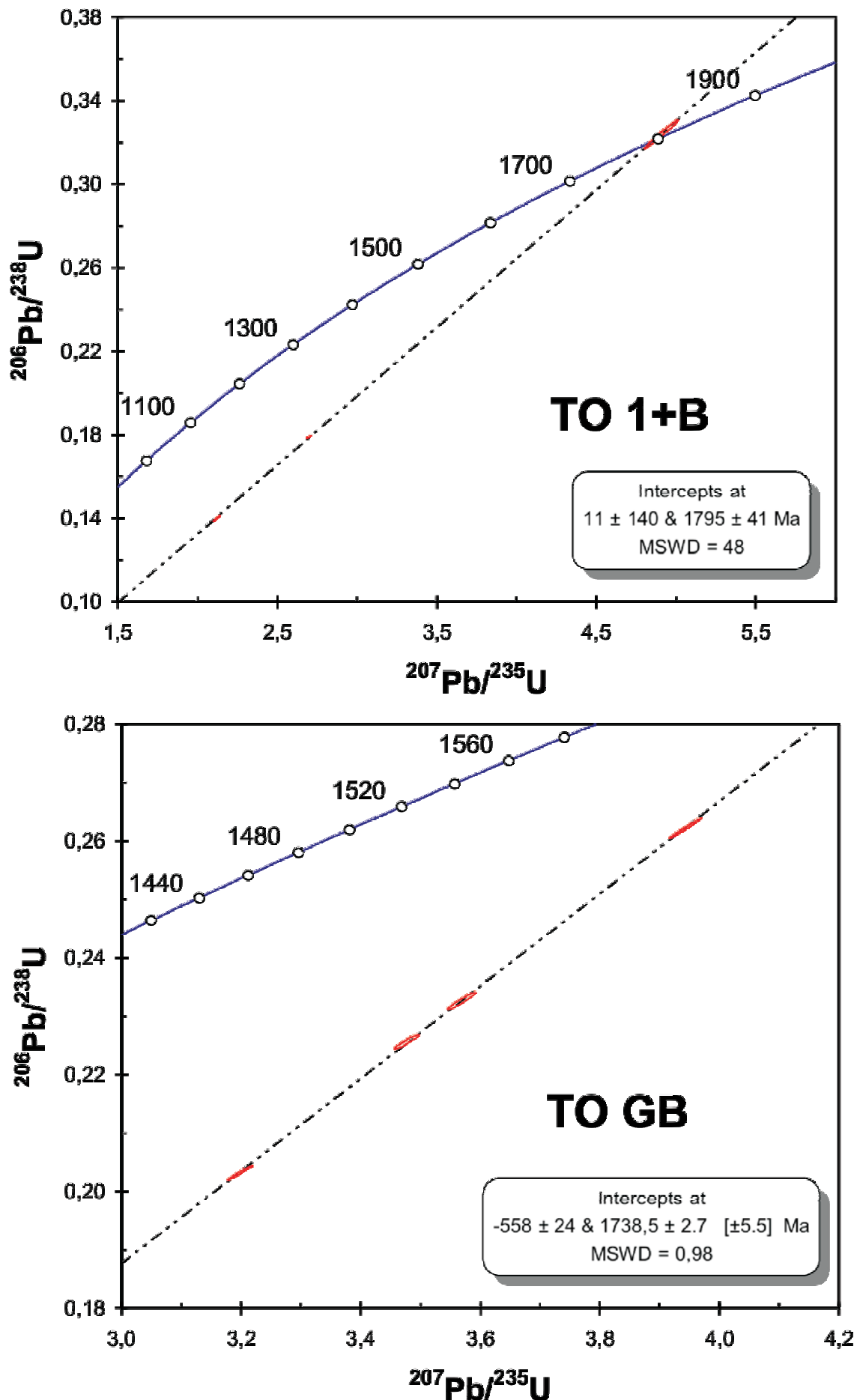


Figura 3.3.3. Dataciones de U-Pb, para pegmatitas (TO1+B) y granodiorita (TOGB).

3.3.4. DISCUSION Y CONCLUSIONES

El hecho de que los puntos representativos no caigan en la curva de la concordia indica que las muestras tienen algún tipo de perturbación isotópica, o bien que existen fuentes de circonón de diferente procedencia.

Esta última hipótesis, la existencia de cristales de circonón “heredados” se descarta en las muestras estudiadas, debido a su característica de ser magmas de tipos juveniles y porque, en general, las muestras estudiadas no poseen un componente de contaminación cortical en sus valores de ϵ_{Nd} (salvo la muestra P8A).

Otra razón por la cual las muestras pueden representarse formando una discordia es la perturbación del sistema isotópico del Pb, por la pérdida de plomo durante una etapa posterior a la cristalización del cristal de circonón. Esta perturbación puede darse durante la alteración, “metamictización” de los cristales por algún evento de baja temperatura con pérdida de Pb.

Las observaciones microscópicas realizadas en los cristales de circonón de la pegmatita y la granodiorita analizadas indican que este proceso de metamictización afectó a los zircones analizados, y es en ese mismo proceso, que se encuentra en el presente estudio, la razón a la que se atribuye que las muestras den edades dentro de una discordia.

La recrystalización progresiva del circonón resulta por la inestabilidad provocada por la incorporación de altas concentraciones de

elementos contaminantes en solución sólida como REE, U y Th, que distorsionan su retículo cristalino.

Esto puede ocurrir tanto al término de la cristalización primaria o en un evento posterior, por lo que se retrasaría el cierre del geocronómetro U-Pb. Por lo tanto, las dataciones de circonones recrystalizados tienden a ser discordantes y proporcionan una edad mínima para el origen del mineral. Edades mixtas, resultantes de la recrystalización parcial y remoción incompleta del Pb radiogénico son posibles. Las edades U-Pb de la discordia obtenida son más jóvenes que las edades obtenidas en las isócronas Sm-Nd, y considerandolas edades mínimas probables, corresponderían al cierre de la orogenia Euburneana

Sin embargo, edades concordantes U-Pb para el ciclo de granitización-migmatización Euburneana en Angola comprenden edades de 2150Ma (Delhal y Lendent, 1976), que se hallan más coherentes con las edades Sm-Nd presentadas en este estudio. Más análisis, en este caso de columbitas halladas en las pegmatitas del área estudiada están siendo llevados a cabo a los fines de terminar de comprender en su totalidad los datos U-Pb obtenidos en zirconón.

Por otra parte, a partir del estudio isotópico podemos extrapolar un dato importantísimo: en base a los datos U-Pb que dan discordias de la misma edad para las granodioritas y para las pegmatitas, se confirmaría que todas estas rocas se habrían originado en el mismo ciclo.

4.1. ESTRUCTURA DEL CAMPO PEGMATÍTICO

4.1.1. INTRODUCCIÓN

El campo pegmatítico de Giraúl es uno de los más extensos de Angola. Las pegmatitas se distribuyen en una franja que se extiende en dirección WNW-ESE a lo largo de unos 20 km de longitud por unos 8 km de anchura, aproximadamente centrada en la cuenca del río Giraúl, aunque buena parte de las pegmatitas se encuentran en la cuenca del río Bero, hacia el sur.

Las pegmatitas pueden estar encajadas en rocas graníticas o bien en rocas metamórficas de grado medio. Hemos reconocido unas 400 pegmatitas en afloramiento en esta zona, aunque la proporción de pegmatitas con mineralización de elementos raros es muy exigua, y sólo una escasa decena contienen algún tipo de mineralización.

Como puede verse en el mapa geológico, en la misma franja que contiene las pegmatitas se localizan varios intrusivos de rocas graníticas y ultramáficas. Como se ha visto, el conjunto de rocas ígneas forman un continuum de composiciones desde las rocas ultramáficas a las pegmatitas. Se ha visto, también, que las rocas más leucocráticas tienen diferenciados pegmatíticos, y que transicionan hacia la periferia de los cuerpos a pegmatitas graníticas, lo que en definitiva permite establecer una relación genética entre los granitoides y las pegmatitas.

Las pegmatitas pueden formar grupos más o menos numerosos o estar completamente aisladas, aunque este último caso es más raro. Sus dimensiones son muy variables, como también sus orientaciones.

A fin de establecer los criterios de exploración de las pegmatitas de elementos raros, se ha procedido a establecer una cartografía del conjunto de pegmatitas, así como a establecer la relación de las pegmatitas con su encajante y con los granitoides. En este

apartado vamos a definir, a grandes rasgos, los principales tipos de pegmatitas de la zona y su distribución, para pasar en los siguientes capítulos a describir en detalle cada una de estas tipologías de pegmatitas y establecer sus características estructurales, mineralógicas, texturales y geoquímicas.

4.1.2. TIPOLOGÍA DE LAS PEGMATITAS DEL CAMPO

El campo pegmatítico está compuesto por una amplia variedad de rocas pegmatíticas, cada una de las cuales puede diferenciarse de las demás, incluso en el campo, por su estructura interna y mineralogía. Por consiguiente, a grandes rasgos, basándonos en criterios de campo, hemos establecido un conjunto de tipologías, basadas en la composición mineral de cada pegmatita y en su estructura interna. Estas tipologías son las siguientes:

- pegmatitas de tipo I, microclínicas, intrabatolíticas, casi siempre estériles;
- pegmatitas de tipo II, microclínicas, peribatolíticas, estériles
- pegmatitas de tipo III, microclínicas, con columbita y escaso berilo
- pegmatitas de tipo IV, microclínico-albíticas, ricas en berilo, fosfatos de la asociación trifilita-ferrisicklerita-heterosita y minerales de Nb-Ta.
- pegmatitas de tipo V, albítico-espoduménicas, con petalita, elbaita, ambligonita y minerales de Nb-Ta.

Describiremos por separado cada uno de estos diferentes tipos.

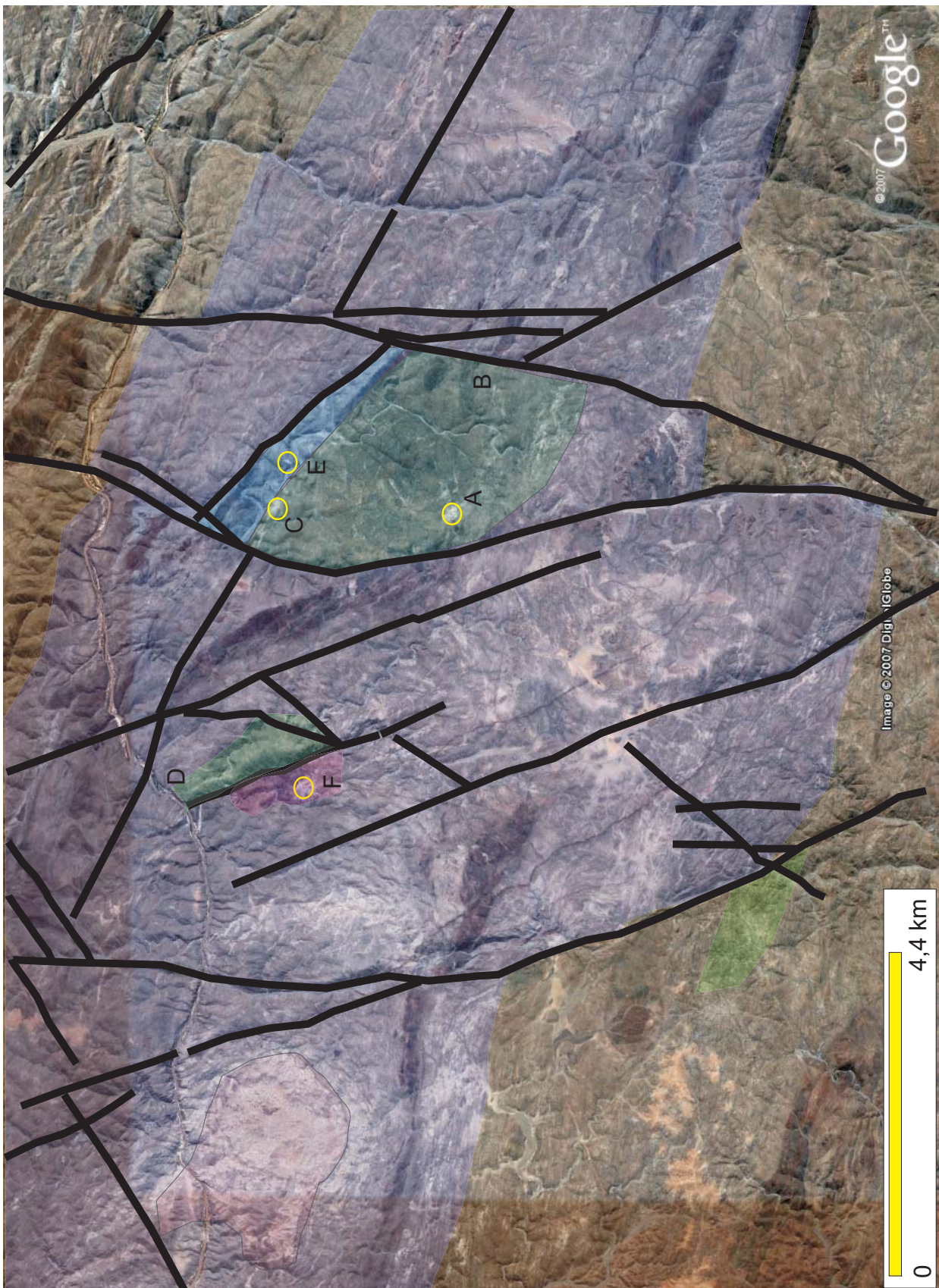


Figura 4.1.1. Distribución de los tipos de pegmatitas en el campo de Giraúl. Rosa: pegmatitas de tipo I, intrabatolíticas; violeta: pegmatitas del tipo II; morado: pegmatitas del tipo III; verde: pegmatitas del tipo IV; azul: pegmatitas del tipo V. Las letras en mayúscula marcan la situación de pegmatitas con mineralización; los círculos amarillos, la posición de una antigua explotación de pegmatitas de elementos raros durante los años 1960.

4.1.3. DISTRIBUCIÓN DE LOS DIFERENTES TIPOS DE PEGMATITAS EN EL CAMPO DE GIRAÚL

En la figura 4.1.1 puede verse la distribución de los diferentes tipos de pegmatitas en el campo, a partir de la imagen de satélite.

Pegmatitas de tipo I

Estas pegmatitas están confinadas al interior de los intrusivos leucocráticos. Por consiguiente, sólo afloran en el interior del stock de leucogranitos de la ribera izquierda del río Giraúl (véase figura 4.1.1. y mapa geológico general de la zona, figura 3.1.1).

Estas pegmatitas son abundantes, pero no presentan interés para elementos raros, y su interés para minerales industriales es escaso.

Pegmatitas de tipo II

Las pegmatitas de tipo II son las más abundantes a escala del campo pegmatítico de Giraúl (tanto en la cuenca del río Giraúl como del río Bero), y se encuentran encajadas en rocas metamórficas del encajante, así como en los granitoides (a excepción de los leucogranitos). Afloran más de 400 cuerpos de estas características (véase figura 4.1.1. y mapa geológico general de la zona, figura 3.1.1).

Pese a su abundancia, estas pegmatitas son probablemente las de menor interés del campo, pues por una parte su contenido en elementos raros es nulo, y por la otra, la presencia de ciertos minerales accesorios no les permite ser un recurso óptimo en el campo de los minerales industriales.

Pegmatitas de tipo III

Hasta el momento, estas pegmatitas se han encontrado solamente en una estrecha zona en la zona de Cuapita-Capunda, cerca del barranco de Muero, un afluente del Giraúl

(véase figura 4.1.1. y mapa geológico general de la zona, figura 3.1.1); pegmatitas F de la figura 4.1.1).

Estas pegmatitas encajan en rocas ultrabásicas, y la zona en que aparecen está controlada por fallas de dirección NW-SE.

Las pegmatitas de tipo III fueron objeto de reconocimientos mineros, presentando mineralización de Nb-Ta, no descartándose la presencia de Be (pegmatitas del subtipo de berilo-columbita-fosfato).

Pegmatitas de tipo IV

Estas pegmatitas, mucho más interesantes que las anteriores, afloran en la zona de Mianti, cerca del barranco de Campunjo, otro afluente del Giraúl (mina A), diversos puntos del barranco de Pitau (afloramientos B y C, este último explotado en los años 1960) y en el mismo río Giraúl (afloramiento D).

Estas pegmatitas se encuentran encajadas tanto en rocas intrusivas intermedias como en esquistos o anfibolitas. Aunque son raras, algunas de estas pegmatitas son de dimensiones notables, y pertenecen a la categoría de pegmatitas de berilo-columbita-fosfato, por lo que se encuentran dentro del rango de pegmatitas de interés económico para elementos raros y minerales industriales.

Las zonas de afloramiento son bastante dispersas y muy compartimentadas por algunas de las fallas del área, en particular por las de direcciones NNE-SSW y NW-SE, que las ponen en contacto con pegmatitas mucho menos evolucionadas.

Pegmatitas de tipo V

Estas pegmatitas sólo aparecen encajadas en rocas metapelíticas, en una franja al norte de la zona mineralizada en pegmatitas de tipo IV. No obstante, al N de la misma se encuentran pegmatitas muy primitivas, con las que se pone en contacto por falla.

Por consiguiente, en el campo pegmatítico de Giraúl la zonación de los tipos de pegmatitas está distorsionada por fallas.

5.1 PEGMATITAS TIPO I

5.1.1. CARACTERES GENERALES

Se trata de pegmatitas emplazadas dentro de los intrusivos leucocráticos ubicados hacia la parte NW del campo pegmatítico del Giraúl, los cuales son las rocas graníticas más evolucionadas de la zona; estas pegmatitas se caracterizan por sus contactos difusos con el intrusivo, por una estructura interna concéntrica sencilla, sin reemplazamientos, y por una mineralogía casi siempre cuarzo-feldespática con accesorios peraluminicos, sin minerales de elementos raros.

Se engloba en esta categoría a más de 100 diques pegmatíticos, distribuidos tanto en el centro del stock como en su zona externa (figura 5.1). No obstante, la distribución de los diques dentro del stock es irregular, puesto que hacia el W son menos abundantes pero de mayor tamaño. La separación entre los diques es también muy variable, generalmente de orden decamétrico. No obstante, en algunas zonas, particularmente en la periferia del cuerpo, estos diques pueden estar espaciados a una distancia de orden métrico, por lo que llegan a formar entramados o haces



Figura 5.1.1. Detalle de la imagen de satélite con la morfología de los contactos de los leucogranitos intrusivos y la distribución en su interior de los diques de mayor tamaño de pegmatitas de tipo I.

muy densos. De hecho, en los septos graníticos que se proyectan en las metapelitas encajantes se da una proporción muy elevada de pegmatitas, que por una parte gradan lateralmente al leucogranito y que por la otra se proyectan hacia la zona de las pegmatitas de tipo II, ya fuera del stock leucogranítico. Por lo tanto, la transición entre las pegmatitas de tipo I y de tipo II es totalmente progresiva, y de hecho la principal diferencia entre ambos tipos de pegmatitas (pero no la única) es la situación de una pegmatita dada en relación con el intrusivo leucogranítico (dentro o fuera del mismo).

Las pegmatitas de tipo I intruyen en el leucogranito según diversas orientaciones, las cuales están principalmente controladas por la red de diaclasado de los granitoides o por su contacto subhorizontal con el encajante (figura 5.2), existiendo tanto diques subhorizontales como subverticales, estas últimas con direcciones aproximadamente NNE-SSW y otras aproximadamente perpendiculares; estos diques pueden entrecruzarse muy a menudo (figura 5.3).

El tamaño de estas pegmatitas es muy variable. Por lo general, son de tamaño pequeño, con espesores de orden decimétrico y longitudes de algunas decenas de metros, no cartografiables a la escala del mapa que presentamos. Algunos pocos diques, mucho menos abundantes, pueden tener espesores decamétricos y longitud de algunas centenas de metros. Estos diques mayores son los que se muestran en la imagen satélite de la figura 5.1.1.

El contacto entre los diques pegmatíticos de tipo I y su encajante leucogranítico es muy difuso, lo que sugiere un origen común de ambos tipos de rocas. De este modo, el contacto es simplemente gradual, traduciéndose en el cambio progresivo desde una textura granuda de grano medio a grueso en el leucogranito (tamaño de grano milimétrico) a una textura claramente pegmatítica (tamaño de grano centimétrico) dentro de los diques de pegmatita (figura 5.4). En muchos casos, pueden darse tránsitos progresivos desde las facies de leucogranitos pegmatíticos a pegmatitas.



Figura 5.1.2. Dique de pegmatita de tipo I (color más claro), con buzamiento subhorizontal y grosor decimétrico, encajada en los leucogranitos de Giraúl.



Figura 5.1.3. Diques subverticales de pegmatita de tipo I (color más grisáceo) con una anchura de pocos centímetros, encajados en leucogranito (color más amarillento). Leucogranitos de Giraúl.



Figura 5.1.4. Contacto progresivo entre vetas pegmatíticas de tipo I (en cristales centimétricos) y el leucogranito de tamaño de grano milimétrico. Leucogranitos de Giraúl.

5.1.2. ESTRUCTURA INTERNA Y MINERALOGÍA

Como hemos comentado anteriormente, el contacto de la pegmatita con el intrusivo granítico es gradual, de manera que se traduce simplemente en un incremento en el tamaño de grano hacia el interior de la pegmatita.

La cartografía geológica de detalle realizada en los cuerpos pegmatítico de Tipo I nos permitió reconocer sólo tres zonas o unidades, dispuestas de manera concéntrica. Estas pegmatitas tienen una estructura interna muy simple, que se define con los siguientes elementos:

a) una primera zona intermedia situada en el contacto con el leucogranito; en esta zona los cristales de los minerales esenciales componentes son de grano grueso (centimétrico),

b) una segunda zona intermedia de grano muy grueso (tamaño de bloques, con cristales a menudo gigantes, de orden decimétrico a métrico), y

c) el núcleo de cuarzo, que en algunas pegmatitas está ausente pero en otras puede tener una anchura de varios metros.

No existen unidades de reemplazamiento. La mineralogía de estas pegmatitas es relativamente sencilla, y en ellas predominan los silicatos peraluminicos.

El tránsito entre las diferentes zonas intermedias es también progresivo y se traduce en un cambio de tamaño y, en parte, en cambios mineralógicos; el contacto con la zona del núcleo, en cambio, está mucho mejor definido tanto textural como mineralógicamente.



Figura 5.1.5. Esquema conceptual (no a escala) mostrando la estructura idealizada de las pegmatitas de tipo I y la distribución de sus minerales accesorios.

Primera zona intermedia

Esta zona se caracteriza por presentar un tamaño de grano generalmente centimétrico, que contrasta con el tamaño de grano milimétrico del leucogranito encajante, y al que grada transicionalmente. La transición desde la primera zona intermedia a la segunda zona intermedia es también progresiva, marcada por un aumento significativo del tamaño de los cristales. El grosor máximo de esta unidad es desde algunos decímetros a un metro. En algunas pegmatitas esta unidad es la única que constituye a la pegmatita. Está compuesta principalmente por feldespato, cuarzo, y en menor medida apatito, turmalina, moscovita y granate (figuras 5.1.6-5.1.17).

Cuarzo: es alotriomórfico, y de grano grueso; es incoloro o ligeramente grisáceo. Puede alcanzar el 30 % en esta unidad.

Plagioclasa: es de composición rica en albita a oligoclasa. En muestra de mano es de color blanco y se encuentra en forma de cristales prismáticos, hipidiomórficos, con tamaño de grano medio de orden centimétrico. Presenta maclado según la ley de la albita, pero generalmente no está zonada. No se aprecian fenómenos de alteración significativos. Es abundante, pudiendo llegar a constituir el 45% de la unidad.

Microclina: se forma posteriormente a la plagioclasa. En muestra de mano es de color gris-claro, y se encuentra en forma de cristales alotriomórficos de tamaño de grano fino a centimétrico. En esta unidad se observa en ocasiones el intercrecimiento de cuarzo en la microclina, dando lugar eventualmente a una textura gráfica. Es generalmente micropertítica, con pertitas en forma de láminas. Puede encontrarse en un 20% en esta unidad.

Moscovita: es la mica dominante. En muestra de mano es de color blanco amarillento, y forma cristales tabulares hipidiomórficos con tamaños de grano fino a medio. Puede presentarse en agragados simplectíticos con cuarzo reemplazando microclina. No presenta

zonación ni maclado. Es común, pudiendo alcanzar el 10% en esta unidad.

Biotita: es la mica menos abundante. En muestra de mano es de color negra-plateada, y se encuentra en forma de cristales tabulares hipidiomórficos de tamaño de grano fino a medio. Casi siempre está reemplazada por crecimientos epitácticos de moscovita. Es rara, y siempre se halla en proporciones inferiores al 5%.

Granate: es rico en componente almandino, y puede llegar a alcanzar el 2 % en esta unidad en algunas pegmatitas. En muestra de mano es de color rojizo; no se distingue zonación al microscopio. En esta unidad se encuentra en forma de cristales idiomórficos (con forma de trapezoedro o romboedro), que a menudo internamente son esqueléticos (intercrecidos con cuarzo). Casi siempre se ve muy fracturado, y puede estar ligeramente alterado a clorita. Su tamaño es desde milimétrico a centimétrico.

Turmalina (chorlo): En esta unidad se encuentra en forma de cristales prismáticos que casi siempre son idiomórficos, de tamaño centimétrico o superior. En muestra de mano es de color negro, pero al microscopio de luz transmitida sin analizador se distingue una zonación muy aparente, con núcleos de colores azulados y periferia verde olivácea más o menos oscura; puede tener vetas tardías también de colores azulados oscuros. Pese a la forma externa idiomórfica, casi siempre se presenta en crecimientos esqueléticos, íntimamente intercrecida con cuarzo. Es muy común, pudiendo alcanzar en ocasiones el 15% en esta unidad.

Apatito (azul): es el único fosfato presente en estas unidades, pero en proporciones siempre inferiores al 1%. En muestra de mano es de color azul fuerte, y se encuentra en forma de cristales idiomórficos de hábito prismático, compuestos de prisma y bipirámide hexagonales; no obstante, a menudo las caras y aristas están redondeadas. El tamaño de grano es fino, del orden de 5 milímetros aproximadamente.

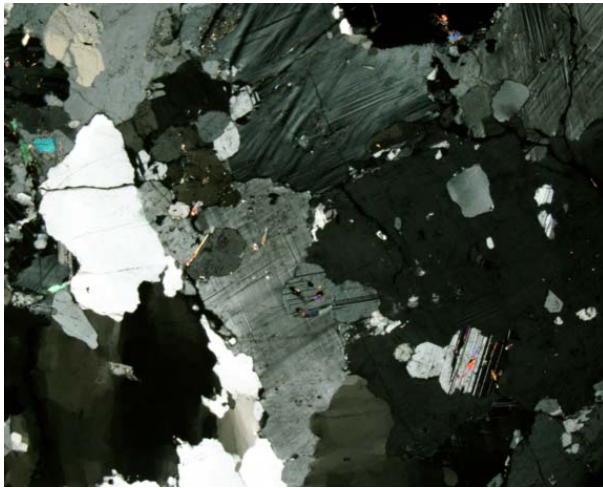


Figura 5.1.6. Microclina intercrecida con cuarzo en la primera zona intermedia en una pegmatita tipo I. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.



Figura 5.1.7. Microclina no perítica englobando plagioclase en la primera zona intermedia. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

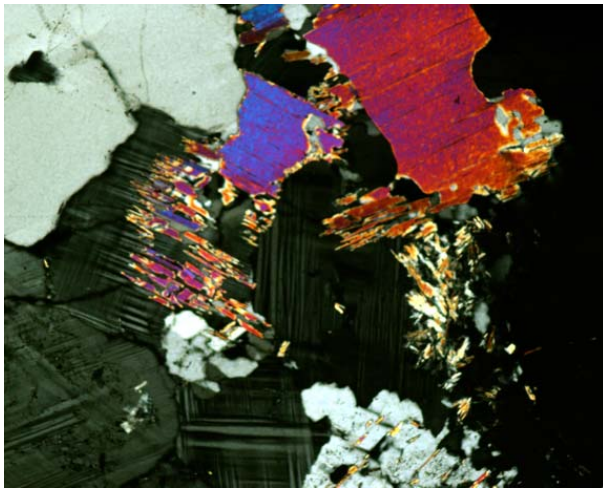


Figura 5.1.8. Intercrecimientos simplectíticos entre cuarzo y moscovita reemplazando feldespato potásico. Primera zona intermedia, nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

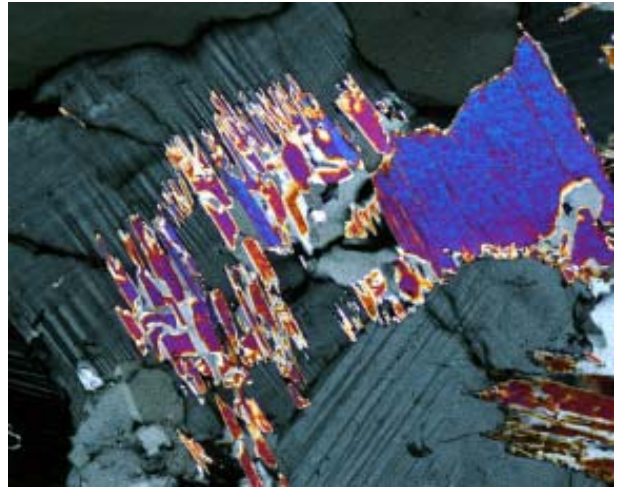


Figura 5.1.9. Detalle de la imagen anterior. Campo, 5,8 mm.

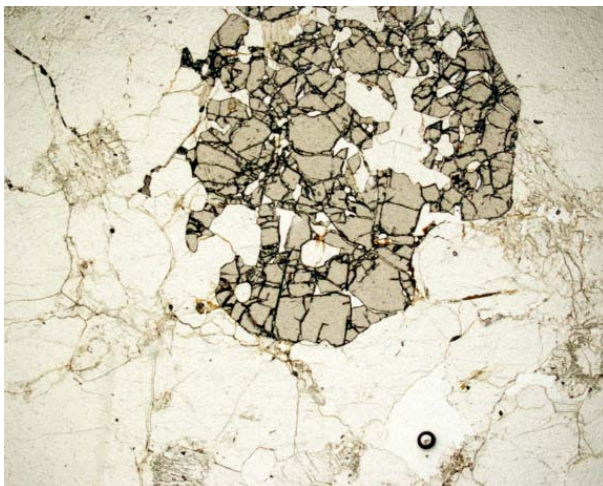


Figura 5.1.10. Cristal esquelético de granate, intercrecido con cuarzo, en la primera zona intermedia. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

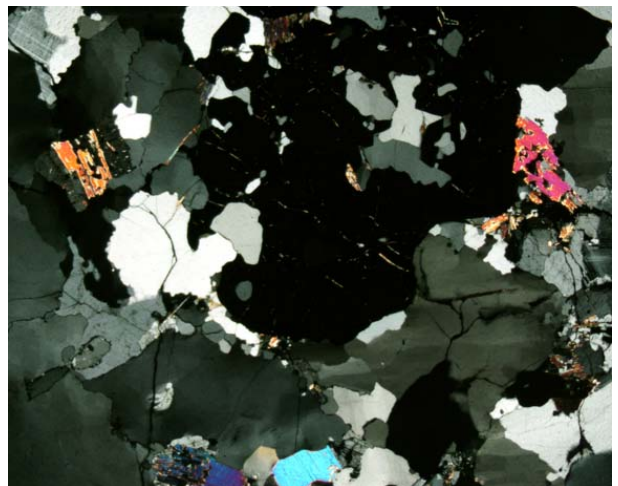


Figura 5.1.11. La imagen anterior, en nícoles cruzados.



Figura 5.1.11. Cristales esqueléticos de turmalina verde intercrecidos con cuarzo y moscovita en la primera zona intermedia; sin analizador. Campo, 11,6 mm.

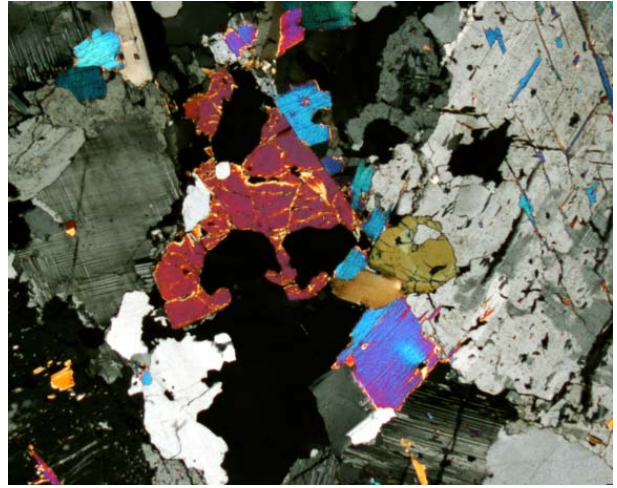


Figura 5.1.12. La asociación anterior, en nícoles cruzados; la moscovita destaca por colores de interferencia azul turquesa. La microclina incluye cristales de plagioclasa.



Figura 5.1.13. Zonación longitudinal irregular en un cristal de turmalina, con la turmalina verde concentrándose hacia los bordes y extremos. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

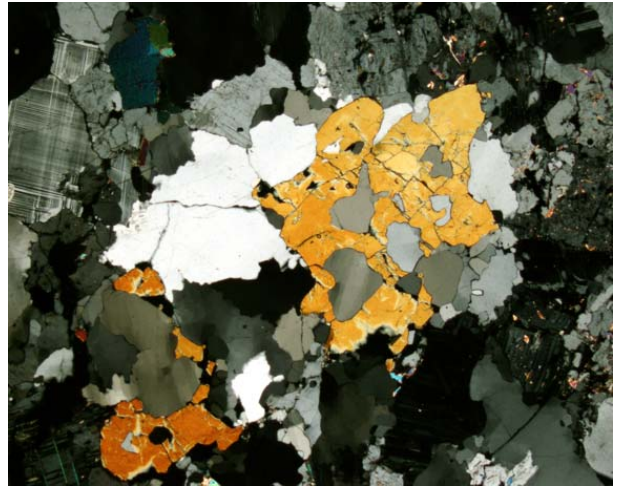


Figura 5.1.14. Detalle de otro cristal esquelético de turmalina intercrecido con cuarzo. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

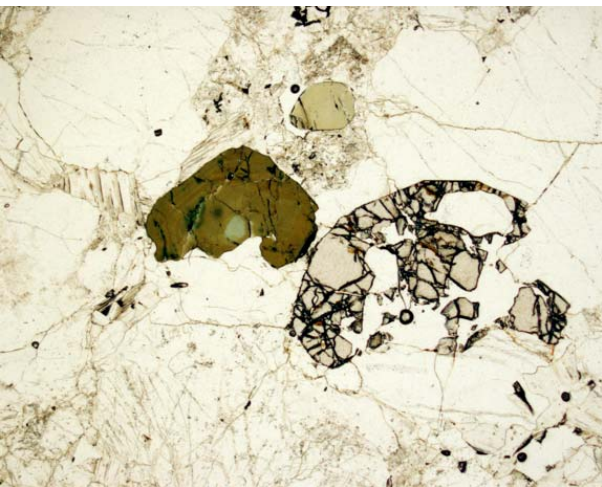


Figura 5.1.15. Intercrecimientos esqueléticos de granate y turmalina (zonada) con cuarzo. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



Figura 5.1.16. Cristales esqueléticos de turmalina en intercrecimientos gráficos con cuarzo; se aprecian cristales pequeños de granate. Sin analizador. Campo, 11,6 mm..

Segunda zona intermedia

La transición desde la primera zona intermedia a la segunda zona intermedia es acusada, y viene marcada por un aumento significativo del tamaño de los cristales, que aquí llegan a tener dimensiones decimétricas a métricas. El grosor de esta unidad es muy variable, pero puede alcanzar en algunos casos los 10 m.

La segunda unidad intermedia conforma cerca del 35% de las pegmatitas de tipo I, y está compuesta por minerales idénticos a los de la primera zona intermedia, pero con algunas variaciones texturales significativas (figuras 5.1.17-5.1.31).

Cuarzo: es también alotriomórfico e incoloro, generalmente de formación tardía en la secuencia. Puede formar cristales grandes, de varios decímetros, aunque tensionados y cataclastizados por efecto de la deformación. Se encuentra en proporciones variables, entre el 25 y el 35% de la roca

Plagioclasa: es rica en componente albita. En muestra de mano es de color blanco, y en esta unidad se encuentra en forma de cristales tabulares a prismáticos, hipidiomórficos, de tamaño de grano muy grueso, superior a menudo a 10 cm. En esta unidad no se presenta zonada. Es menos abundante que en la unidad anterior, constituyendo hacia el 25-35% de la roca.

Microclina: en muestra de mano es de color gris-claro o rosado; en esta unidad se encuentra en forma de cristales prismáticos hipidiomórficos de tamaño de grano grueso a muy grueso, desde pocos centímetros a algunos decímetros. Puede presentar inclusiones de albita. En todos los casos es macropertítica, presentando típicas pertitas en venas de grano grueso e irregulares, dentro de las cuales se aprecia el maclado polisintético de la albita. En esta unidad se observa el intercrecimiento de cuarzo en la microclina, dando lugar a texturas gráficas de grano muy grueso. Es el mineral más abundante en esta zona, alcanzando en ocasiones más del 55% de la roca.



Figura 5.1.17. Grupo de cristales de turmalina con desarrollo radial hacia el núcleo de la pegmatita, en la segunda zona intermedia de una pegmatita de tipo I.

Moscovita: es la mica más abundante en esta zona. En muestra de mano es de color blanco; en esta unidad se encuentra casi siempre en forma de cristales tabulares hipidiomórficos de tamaño grueso, superior a 2 centímetros aproximadamente. No obstante, en algunas ocasiones puede formar agregados esqueléticos de aspecto arborescente, intercrecidos con cuarzo y feldespatos, y que crecen hacia el interior de la pegmatita. Este mineral puede llegar a constituir el 5% de la unidad.

Biotita: es poco común (menos del 2% de la unidad), de color negra-plateada, y se encuentra en forma de cristales tabulares hipidiomórficos de gran tamaño, que pueden ser arborescentes. A menudo se ve pseudomorfizada por crecimientos epitácticos de moscovita.

Turmalina (chorlo): en muestra de mano es de color negro; como en la unidad anterior, al microscopio presenta una zonación sencilla, con un núcleo verde-azulado y una periferia de color verde oliváceo; la zonación puede ser muy irregular. En esta unidad se encuentra en forma de cristales prismáticos, idiomórficos, de tamaño superior a 5 centímetros. No obstante, al microscopio se puede apreciar que internamente muchos de estos cristales son



Figura 5.1.18. Detalle de una segunda zona intermedia en pegmatitas de tipo I, encajada en la parte central del stock de leucogranitos, con cristales de tamaño métrico de microclina (tonalidades rosáceas), cuarzo y decimétrico de chorlo (negro). Los cristales de chorlo de esta generación son casi idiomórficos, pero a menudo muestran internamente intercrecimientos de tipo esquelético con cuarzo.



Figura 5.1.19. Aspecto general del contacto entre la segunda zona intermedia y el núcleo de cuarzo (de color lechoso) en una pegmatita de tipo I encajada en la parte central del stock de leucogranitos. Cerca del núcleo se ven algunas bandas con granate de color rojizo y turmalina negra; en el borde del núcleo de cuarzo se aprecian cristales idiomórficos hexagonales de berilo, de color verde amarillento, así como cristales de feldespato potásico.

esqueléticos y están intercrecidos con cuarzo. En muchos casos, estos cristales pueden llegar a formar agregados radiales de longitud decimétrica, cuya base arranca en la primera zona intermedia, y que se proyectan hacia el núcleo. En otros casos, los cristales pueden estar aislados, o bien formar grupos irregulares. Puede constituir el 10 % de la unidad.

Berilo: es un mineral muy raro en estas pegmatitas (la proporción es menos del 1%, y en la mayor parte de los casos está ausente, habiéndose encontrado sólo en dos pegmatitas de este tipo). En esta unidad, el berilo cuando aparece lo hace en el contacto de la segunda zona intermedia con el núcleo, de manera que sus cristales se prolongan en ocasiones en el interior de esta última unidad. El berilo se encuentra en forma de cristales idiomórficos de hábito prismático largo, compuestos de prisma y pinacoide hexagonales, que pueden alcanzar los 5 cm de longitud. Es de color verde amarillento, correspondiendo a la

variedad común. No se aprecia zonación en ellos, si bien en algunos casos se han apreciado numerosas inclusiones de pequeño tamaño (unas 200-400 micras) de minerales del grupo de las micas (principalmente moscovita) que están dispuestas preferentemente hacia la zona externa de los cristales.

Granate: se trata de granate alumínico, y puede llegar a alcanzar el 2 % en esta unidad en algunas pegmatitas. En muestra de mano es de color rojizo-parduzco; no se distingue zonación al microscopio óptico, pero sí al microscopio electrónico, de manera que se dan ligeros enriquecimientos en manganeso en los bordes del cristal. Por otra parte, estos granates se ven muy fracturados, y en imagen de microscopio electrónico puede apreciarse que a partir de esta fracturación existe un reemplazamiento por un tipo de granate afín al que se ve en la periferia de los cristales, es decir, ligeramente más rico en Mn (figura 5.1.26). En la segunda zona intermedia se encuentran cristales de este mineral de orden



Figura 5.1.20. Cristal de microclina (con perfitas en venas) englobando cristales tabulares de albita precoz. Segunda zona intermedia, nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

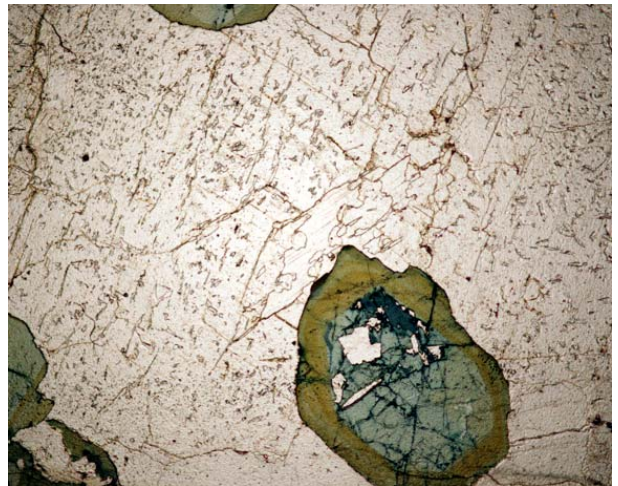


Figura 5.1.21. Cristales de turmalina zonados, incluidos en plagioclasa. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

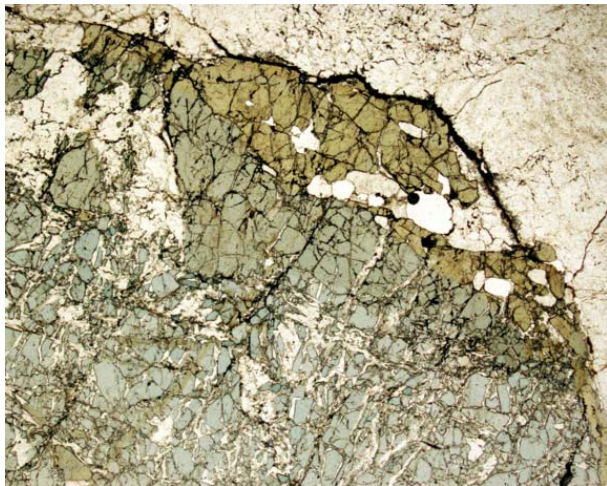


Figura 5.1.22. Cristales de gran tamaño de turmalina zonados, con borde verdoso, incluidos en microclina. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

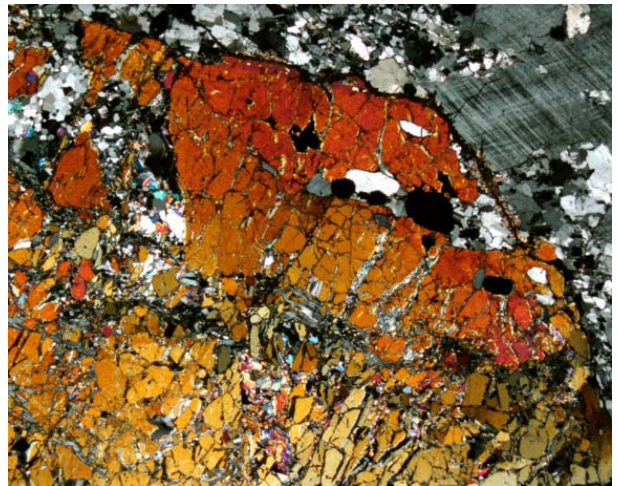


Figura 5.1.23. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

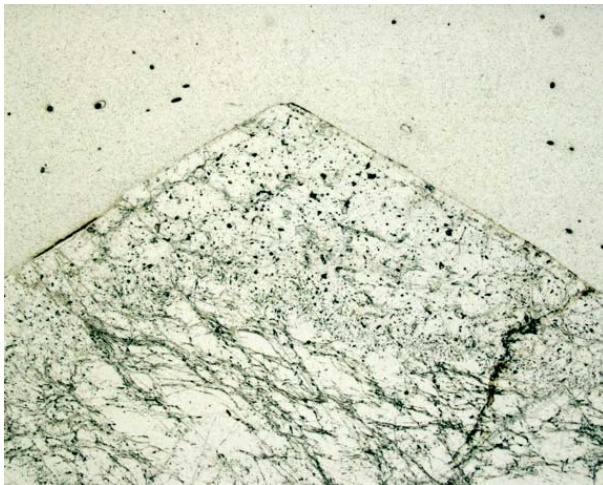


Figura 5.1.24. Cristal de berilo idiomórfico del contacto de la zona intermedia con el núcleo de cuarzo, rico en inclusiones en sus bordes. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

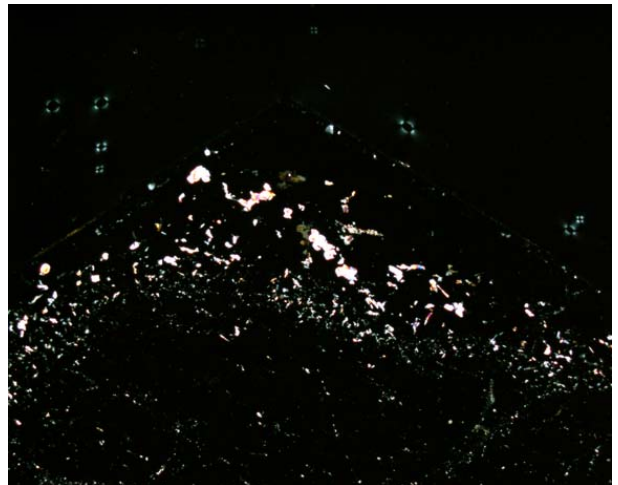


Figura 5.1.25. La imagen anterior en nícoles cruzados. Como es una sección basal perpendicular al eje óptico del cristal, el berilo se ve totalmente extinguido.

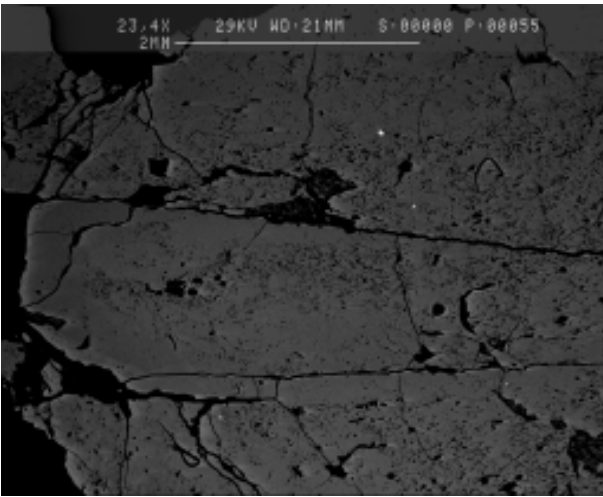


Figura 5.1.26. Cristal de granate ligeramente zonado, con una parte externa más oscura (rica en Mn) y una interna más clara (rica en Fe), SEM, imagen de BSE.

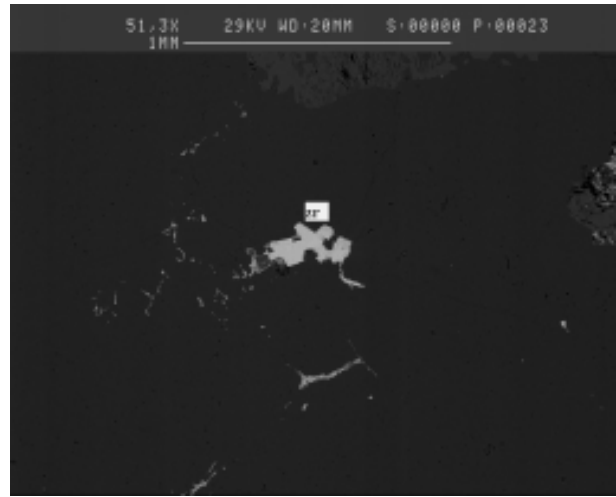


Figura 5.1.27. Cristales de circon (Zr), que destacan por su brillo en imagen de electrones retrodispersados de microscopio electrónico de barrido (SEM-BSE).

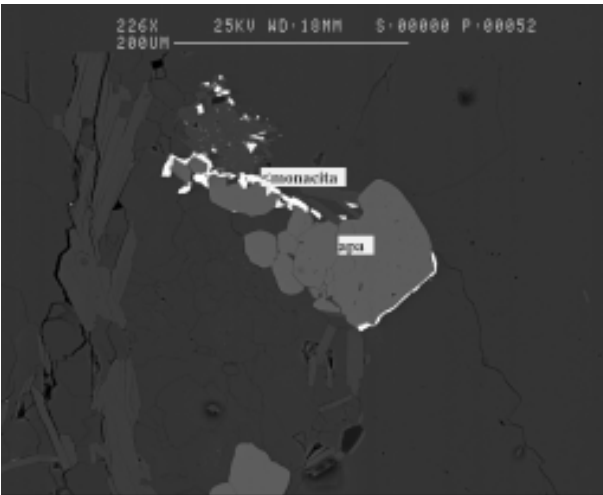


Figura 5.1.28. Cristales esqueléticos de apatito parcialmente reemplazados por monacita, incluidos en cuarzo (oscuro). Se aprecia moscovita (clara). Imagen de SEM-BSE.

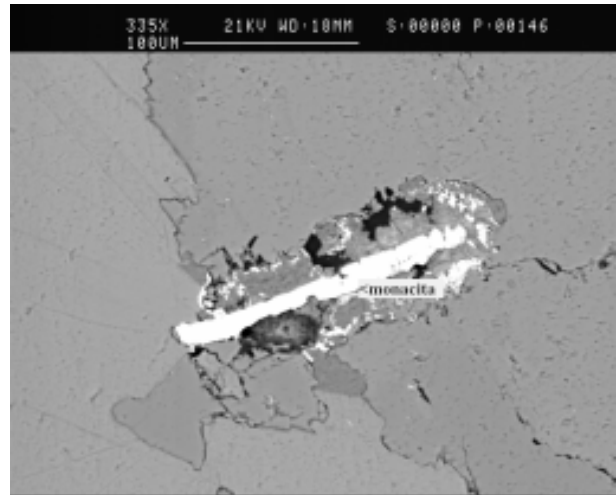


Figura 5.1.29. Cristal esquelético de monacita, asociado a feldespato potásico (gris más oscuro) y moscovita (gris más claro). Imagen de SEM-BSE.

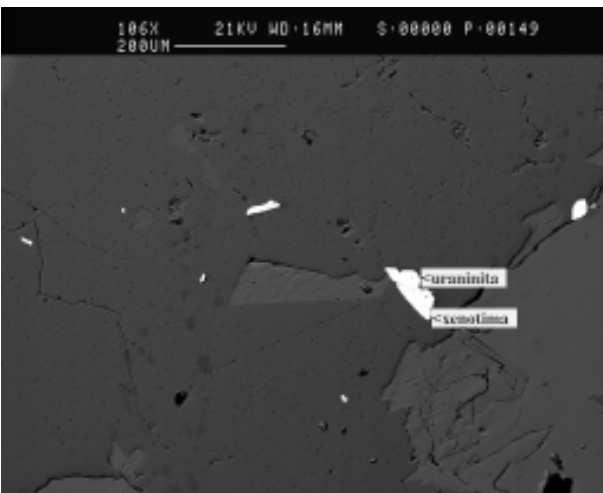


Figura 5.1.30. Cristales de uraninita de grano fino, asociados a xenotima, entre cuarzo (gris oscuro) y moscovita (gris claro) (SEM-BSE).



Figura 5.1.31. Cristales de monacita dispersos en cuarzo (gris oscuro). La moscovita está reemplazada por monacita según la exfoliación. Imagen de SEM-BSE.

milimétrico a centimétrico, y casi siempre estos cristales son idiomórficos (con forma de trapezoedro o romboedro), aunque a menudo se aprecia en lámina delgada que internamente son esqueléticos (intercrecidos con cuarzo). Puede contener inclusiones de micas y cuarzo. Por otra parte, las mismas fracturas citadas anteriormente, y que son de formación precoz, parecen haber sido también un buen camino para que fluidos hidrotermales muy tardíos produzcan leves alteraciones a asociaciones minerales de clorita y cuarzo.

Zircón: es un mineral extremadamente raro en estas pegmatitas, y sólo se lo ha encontrado en pequeños cristales, a menudo muy irregulares, incluidos en otros minerales, principalmente feldespatos o micas. No se distingue zonación en este mineral, ni en imagen de microscopio óptico ni al microscopio electrónico de barrido en modo de electrones retrodispersados (figura 5.1.27). Por lo general, presenta un grado de metamictización elevado.

Fluorapatito: es un mineral poco común en estas pegmatitas, pero puede encontrarse como cristales idiomórficos en forma de prismas hexagonales, de hábito prismático corto, con terminación bipiramidal; estos cristales a menudo tienen sus caras y aristas redondeados, probablemente indicando texturas de equilibrio magmático con los minerales circundantes. Su tamaño de grano es fino: desde unos pocos centenares de micras hasta, como mucho, algunos milímetros. Típicamente son de color verde azulado a azul marino profundo en muestra de mano; no obstante, en lámina delgada se ven casi completamente incoloros, o bien de un ligerísimo color azul muy pálido. Muy frecuentemente, estos cristales pueden ser esqueléticos, estando en estos casos típicamente intercrecidos íntimamente con cuarzo. No se distingue zonación en este mineral, ni en imagen de microscopio óptico ni en imagen de electrones retrodispersados. A veces, estos cristales esqueléticos de apatito

pueden estar parcialmente reemplazados por monacita de formación más tardía (figura 5.1.28).

Monacita-Ce: es relativamente común en estas pegmatitas, pero su grano extremadamente fino (desde unas pocas micras hasta unas 200 micras) y su forma (cristales tabulares esqueléticos) lo hacen difícilmente localizable en muestra de mano o incluso al microscopio óptico. En imagen de electrones retrodispersados no muestra indicios de zonación o de reemplazamiento. El análisis químico cualitativo mediante SEM-EDS indica que este mineral concentra tierras raras ligeras, principalmente, cerio. En ocasiones reemplaza a apatito (figura 5.1.28).

Xenotima-Y: en contraposición a la monacita, este fosfato es mucho más raro en estas pegmatitas, y se presenta típicamente asociado con cuarzo. Su tamaño de grano es también muy fino (menos de 100 micras). Desarrolla cristales tabulares esqueléticos, figura 5.1.29). En imagen de electrones retrodispersados tampoco muestra indicios de zonación o de reemplazamiento. El análisis químico cualitativo mediante SEM-EDS indica que este mineral concentra tierras raras pesadas.

Uraninita: este mineral es muy raro en estas pegmatitas, y sólo se ha encontrado en cristales alotriomórficos de unas 5 micras de diámetro asociados con xenotima, a la que parece reemplazar (figura 5.1.30). Puede proceder de la alteración de zircón o de monacita, y debería haberse formado en condiciones hidrotermales en un medio relativamente reducido.

Barita: este mineral es muy raro en estas pegmatitas, pero se le ha detectado en muy pequeñas cantidades en agregados cristalinos muy finos reemplazando moscovita por su exfoliación (figura 5.1.31). Con toda seguridad, este mineral se ha formado muy tardíamente en condiciones oxidantes, probablemente por lavado del Ba de las micas y precipitación con sulfato de origen meteórico.

Núcleo de cuarzo

Es la unidad más interna de la pegmatita, y sus dimensiones varían mucho acorde con el tamaño de la pegmatita. En las pegmatitas más grandes el núcleo de cuarzo puede alcanzar dimensiones de orden decamétrico, pero por lo común el núcleo de cuarzo está poco desarrollado en las pegmatitas de tipo I y, de hecho, en las pegmatitas de menores dimensiones (que son la inmensa mayoría) el núcleo de cuarzo puede que no se haya llegado a desarrollar.

Aunque el núcleo consta sólo de cuarzo, en los bordes del mismo es donde se dan cristalizaciones idiomórficas de otros minerales, como berilo, que se proyectan hacia el interior del núcleo, por lo que en ocasiones puede dar la falsa impresión de que alguno de estos minerales está en el núcleo (figura 5.1.32).

El núcleo consta de cuarzo masivo, casi siempre incoloro o lechoso, pero en algunas pegmatitas de mayor tamaño algunas partes del

núcleo pueden tener colores rosados. No obstante, este cuarzo rosado es raro, y sólo se ha localizado en dos casos. La distribución del cuarzo rosado en estos núcleos es, por otra parte, muy irregular, y la mayor parte de estos núcleos son también de colores blancuzcos (figura 5.1.33).

La causa de la coloración rosada del cuarzo parece deberse, según diversos autores (Goreva et al., 2001; Ma et al., 2002) a la presencia dentro del cuarzo de inclusiones abundantes de nanofibras de un mineral afín a la dumortierita. Esta circunstancia concuerda en nuestro caso con la presencia de B abundante en estas pegmatitas, y podría explicar la distribución irregular de la coloración.

Por lo demás, aparte de cuarzo, en las pegmatitas de tipo I del campo de Giraúl no se reconoce ni en muestra de mano ni al microscopio óptico o electrónico ningún otro mineral primario dentro de los núcleos de cuarzo.



Figura 5.1.32. Detalle de la imagen anterior, en la que se observa la forma hexagonal del prisma de berilo y los cristales de feldespato y moscovita del borde del núcleo de cuarzo; nótese el comportamiento diferencial de los minerales respecto a la meteorización.



Figura 5.1.33. Núcleo de cuarzo de gran tamaño en pegmatita de tipo I, situada hacia el centro del stock leucogranítico, en la que se distinguen algunas zonas con cuarzo de color rosado en un núcleo que es predominantemente de color blanco.

5.1.3. SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN

En las pegmatitas de tipo I la secuencia de cristalización es sencilla, pues no existen fenómenos de reemplazamiento tardíos. Por consiguiente, la cristalización puede entenderse como una secuencia de cristalización pasiva de unidades concéntricas (figura 5.1.34).

Como puede apreciarse en dicha secuencia, la cristalización de cada zona intermedia parece responder a un proceso de tipo cíclico, pues en cada zona la cristalización comienza y termina casi con los mismos minerales y con la misma secuencia interna. En particular, es significativo que cada ciclo comience con la formación de plagioclasa (o albíta), que se ve reemplazada por feldespato potásico, y éste, a su vez, por una generación de moscovita simplectítica con cuarzo. También, que en cada zona pueda formarse

biotita, que al final de la secuencia se ve reemplazada por moscovita, probablemente del mismo tipo que la que reemplaza al feldespato, pues al comienzo de la secuencia tanto la moscovita como la biotita pueden formar cristales esqueléticos.

Por otra parte, en cada ciclo se da un primer estadio con cristalización de turmalina azul y otro más tardío de turmalina verde que recubre a la anterior; no obstante, se aprecia en muchos cristales una última generación de turmalina azul en fracturas, que podría corresponder a la cristalización de la turmalina precoz del siguiente ciclo.

No obstante este carácter cíclico de la cristalización, en la segunda zona intermedia se da un mayor grado de complejidad, con la aparición de berilo y de algunos minerales de elementos raros (monacita, xenotima, uraninita).

Minerales	Primera zona intermedia	Segunda zona intermedia	Núcleo	Estadios supergénicos
<i>Plagioclasa</i>	██████████	██████████		
<i>Microclina</i>	██████████	██████████		
<i>Cuarzo</i>	██████████	██████████	██████████	
<i>Moscovita</i>	██████████	██████████		
<i>Biotita</i>	██████████	██████████		
<i>Turmalina</i>	██████████	██████████		
<i>Granate</i>	██████████	██████████		
<i>Apatito</i>	██████████	██████████		
<i>Berilo</i>		██████████		
<i>Circón</i>		_____		
<i>Monacita</i>		_____		
<i>Xenotima</i>		_____		
<i>Uraninita</i>		_____		
<i>Barita</i>				

Figura 5.1.34. Secuencia de cristalización general de las pegmatitas de tipo I. Adviértase el carácter cíclico de la secuencia de cristalización de las zonas intermedias, manifiesta especialmente en los minerales principales, pero también en los accesorios, como la turmalina (azul al comienzo, verde al final de cada secuencia).

5.2. PEGMATITAS DE TIPO I: GEOQUÍMICA MINERAL

5.2.1. FELDESPATO POTÁSICO

Como se recordará, el feldespato potásico presente en las pegmatitas de tipo I es microclina. Disponemos de análisis de elementos mayores y trazas, obtenidos a escala puntual mediante microsonda electrónica (EMP), y a nivel de cristal mediante fluorescencia de rayos X (FRX). Los análisis de elementos traza se han realizado por FRX complementada con espectrometría de masas con plasma de inducción acoplado (ICP-MS) y activación neutrónica (INAA).

Los análisis de elementos mayores y trazas de estos minerales se encuentran en los anexos, y en estos capítulos vamos a discutir solamente la representación gráfica de las variaciones geoquímicas de algunos de los elementos más significativos.

5.2.1.1. Elementos mayores

El análisis por fluorescencia de rayos X de los elementos mayores de la microclina, como puede verse en la figura 5.2.1, indica que estos cristales tienen composiciones intermedias entre albita y microclina, mientras que las proporciones moleculares de anortita son casi nulas, como es de esperar en los feldespatos alcalinos.

La proporción de albita a escala de cristal es relativamente baja, lo que indicaría una baja proporción de sodio en el cristal. Si a este dato se le añade que la proporción de molécula de albita en el análisis puntual de feldespato potásico es muy baja, como se ve en la figura 5.2.1., todo ello indica que la microclina es muy pura y que presenta una proporción pequeña de perfitas. Estos datos concuerdan con las observaciones obtenidas en lámina delgada.

Por lo demás, como puede apreciarse en la figura 5.2.1., la composición química global de los

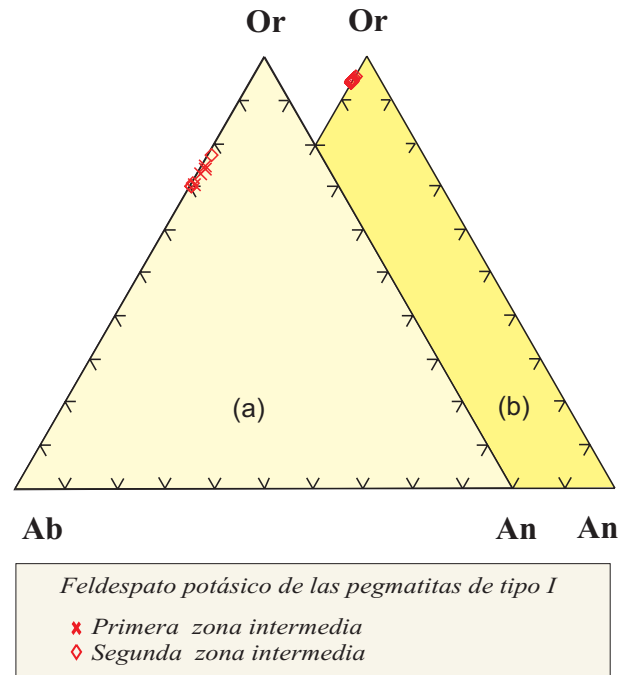


Figura 5.2.1. Composición química de los elementos mayores (normalizando a proporciones moleculares de albita, ortosa, anortita) en los cristales de microclina de las pegmatitas de tipo I. En el triángulo amarillo claro (a) se representan las composiciones a nivel de cristal obtenidas por fluorescencia de rayos X, en el amarillo oscuro (b), las obtenidas por análisis puntual con microsonda electrónica.

cristales de feldespato potásico de la primera zona intermedia y los cristales de feldespato potásico de la segunda zona intermedia son puro en feldespato potásico, lo que sugiere que la composición del magma no cambió significativamente entre los pulsos de cristalización de cada una de estas unidades, o que las condiciones de cristalización en términos de presión y temperatura eran muy similares.

5.2.1.2. Elementos traza

Los análisis de elementos traza representativos de las pegmatitas de tipo I se encuentran en los anexos de datos analíticos, y la representación gráfica de las variaciones de los más significativos, tabla 5.2.5a y figuras 5.2.2. Discutiremos cada una de estas variaciones.

Rubidio

El contenido de *Rb* en los feldespatos de pegmatita de tipo I aumenta ligera pero significativamente desde la primera hasta la segunda zona intermedia, con valores que oscilan desde 422 ppm a 717 ppm. Como se recordará, el *Rb* se concentra en los magmas más evolucionados, por lo que existe un cierto grado de fraccionamiento entre la primera y la segunda zonas intermedias en estas pegmatitas. No obstante, en el conjunto de las pegmatitas de tipo I el contenido de este elemento no es muy elevado en valores absolutos, lo que indicaría un grado bajo de evolución de estas pegmatitas.

Cesio

El *Cs* muestra también una correlación negativa con respecto a la relación *K/Rb*, por lo que también el contenido del *Cs* aumenta desde la primera zona hasta la segunda intermedia, desde unas 2,8 a 62 ppm. Como en el caso anterior, estos valores no son elevados, acorde con el bajo grado de fraccionamiento de estas pegmatitas.

Bario

El *Ba*, como se recordará, presenta un comportamiento inverso al grado de fraccionamiento del magma, de manera que se concentra en los magmas más primitivos. En el caso de las pegmatitas de tipo I, el contenido de *Ba* en el feldespato potásico disminuye en un orden de magnitud al aumentar el grado de cristalización de la pegmatita, de manera que oscila desde valores

cercanos a las 600 ppm en la primera zona intermedia hasta valores tan bajos como 47 ppm en la segunda zona intermedia.

Plomo

Generalmente, el contenido del *Pb* decrece con el aumento de la evolución de los magmas. En el caso de las pegmatitas de tipo I, el *Pb* muestra una correlación positiva frente a la relación *K/Rb*, disminuyendo desde la primera zona intermedia a la segunda zona intermedia, desde unas 90 ppm a unas 35 ppm.

Estroncio

El comportamiento del *Sr* es similar al del *Pb* y *Ba*, disminuyendo un orden de magnitud hacia la segunda zona intermedia, desde casi 200 ppm hasta unas 20.

Galio

El *Ga* exhibe una correlación negativa frente a la relación *K/Rb*, aumentando ligeramente con el grado de cristalización de las zonas intermedias, desde 9 a 14 ppm. No obstante, estos valores son muy bajos, indicando poco grado de evolución para la pegmatita.

Estaño

El *Sn* muestra un comportamiento negativo con respecto de la relación *K/Rb*, y aumenta ligeramente con el grado de cristalización de la pegmatita, desde 2.60 a 4.80 ppm.

Fósforo

El contenido de P_2O_5 (sustitución berlinítica en los feldespatos) exhibe una clara correlación negativa frente a la relación *K/Rb*, incrementando en un orden de magnitud desde la primera zona hasta la segunda zona intermedia, desde 0.08 a 0.27% en peso.

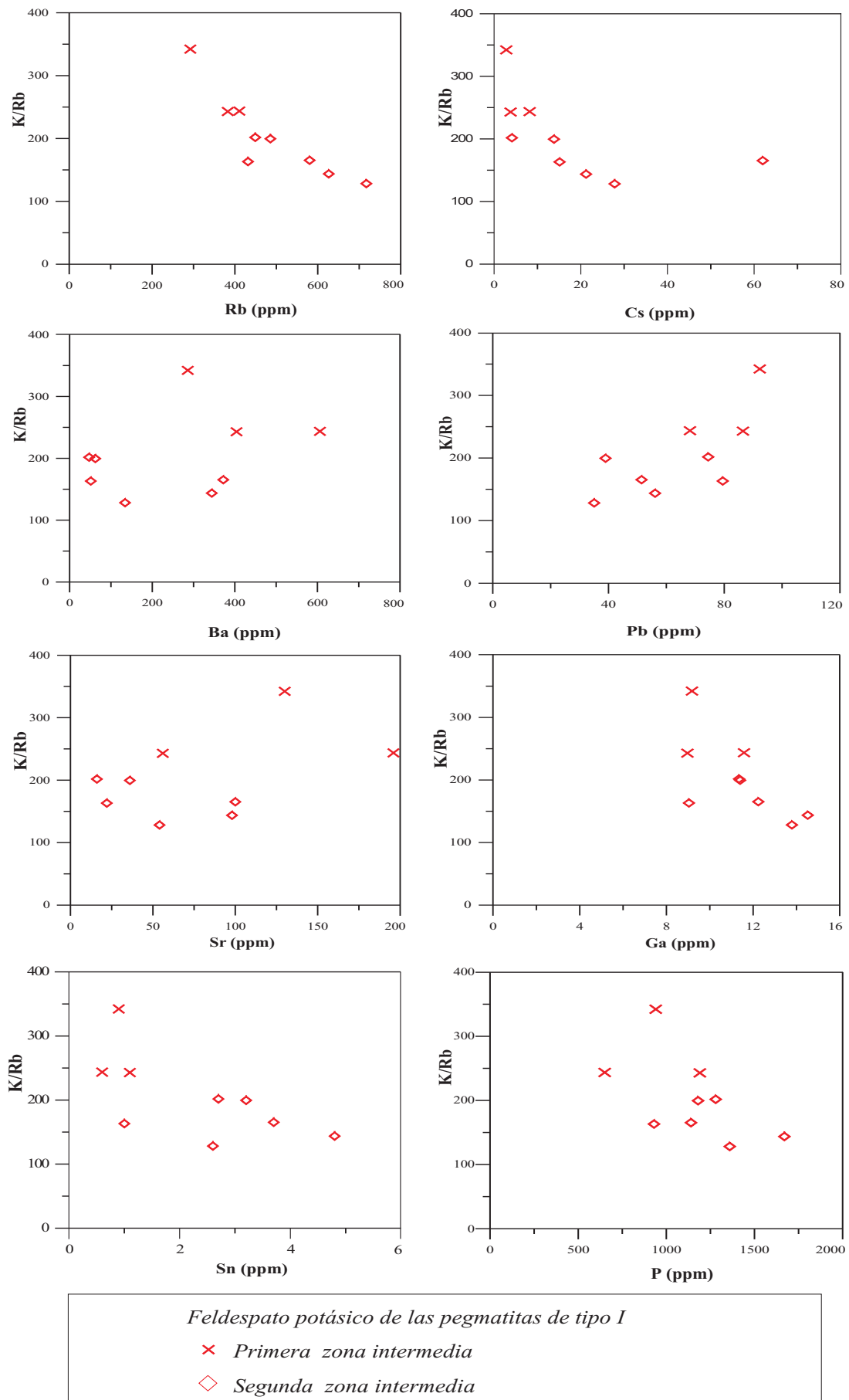


Figura 5.2.2. Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de microclina de las pegmatitas de tipo I, en función de la zona de muestreo (en la primera y en la segunda zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante ICP-MS e INAA.

5.2.2. MOSCOVITA

La moscovita es la mica dominante en las pegmatitas de tipo I. Se ha analizado cristales de moscovita primaria en las zonas intermedias de las pegmatitas de tipo I, complementando en algunos casos los análisis en concentrados a escala de cristal (mediante ICP-MS, INAA y FRX) con análisis químico puntual mediante microsonda electrónica (EMP). El listado completo de los análisis se encuentran en el anexo, tabla 5.2.3a y 5.2.3b, de datos analíticos correspondiente, y en este apartado para facilitar la lectura sólo discutiremos las correspondientes representaciones gráficas de los mismos.

5.2.2.1. Elementos mayores

Los minerales del grupo de la moscovita pueden representarse en términos de las proporciones molares de componente moscovita (mica potásica), paragonita (mica sódica) y celadonita (mica férrica), así como en función del componente lepidolita (mica lítica). Como se apreciará, la proporción de componente paragonita es relativamente baja y tiene valores muy similares en ambas zonas intermedias, situándose alrededor del 10%; lo mismo ocurre con el componente celadonita (aunque es ligeramente inferior) y con el componente lepidolita, que es muy bajo en estas pegmatitas (casi siempre muy inferior al 5%). Nótese, no obstante, que el componente lepidolita de las segundas zonas intermedias tiende a ser ligeramente más elevado que el de las primeras zonas intermedias.

La composición de las micas del grupo de la moscovita pueden representarse también en el diagrama R2-R3-Li de Foster (1960), donde R2 son los cationes octaédricos divalente y R3 los cationes octaédricos trivalentes (figura 5.2.4) En este diagrama se aprecia unos valores muy bajos de R2 y de Li, muy próximos por tanto a la fórmula teórica de la moscovita. Como puede apreciarse, la única variación significativa entre la primera y la segunda zona intermedia son los valores de Li, ligeramente mayores en la segunda zona intermedia, más evolucionada.

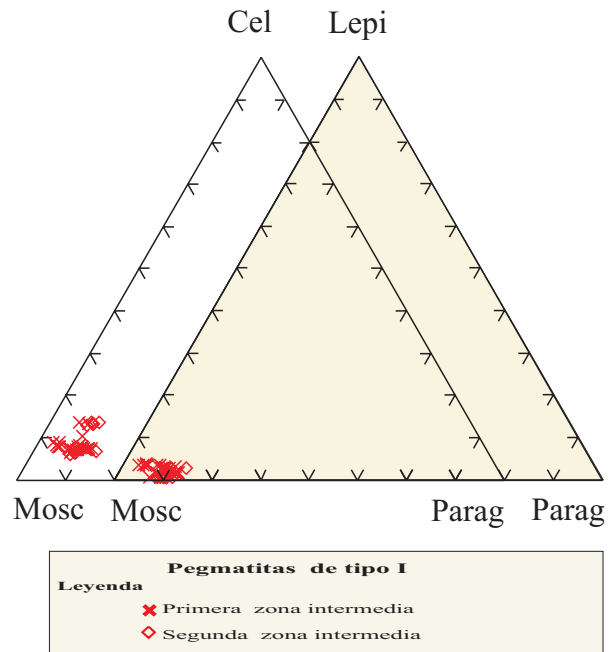


Figura 5.2.3. Representación gráfica de las composiciones de las micas blancas de las pegmatitas de tipo I del campo de Giraúl en función de las proporciones molares de paragonita, moscovita, celadonita y lepidolita.

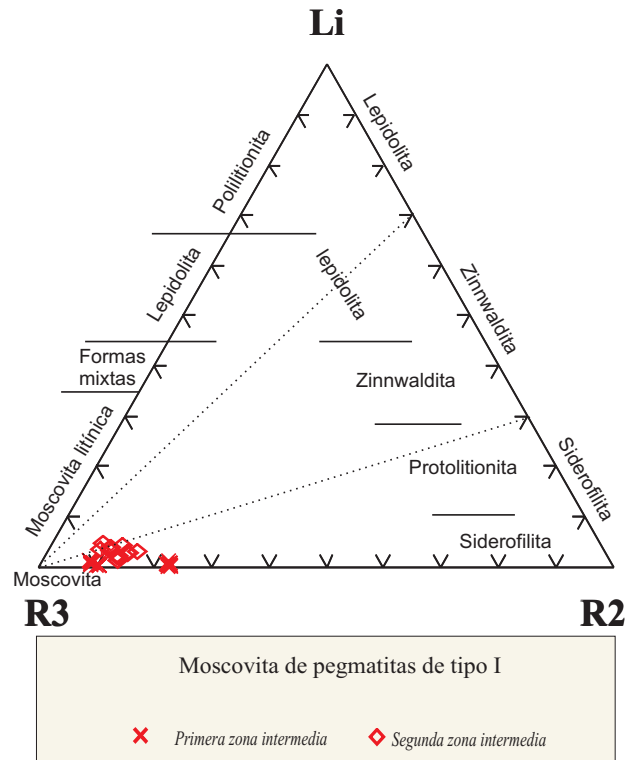


Figura 5.2.4. Representación de los análisis químicos de los cristales de moscovita (mediante ICP-ms y FRX) de las pegmatitas de tipo I en el diagrama R3-R2-Li de Foster (1960), modificado por Tindle y Webb (1990).

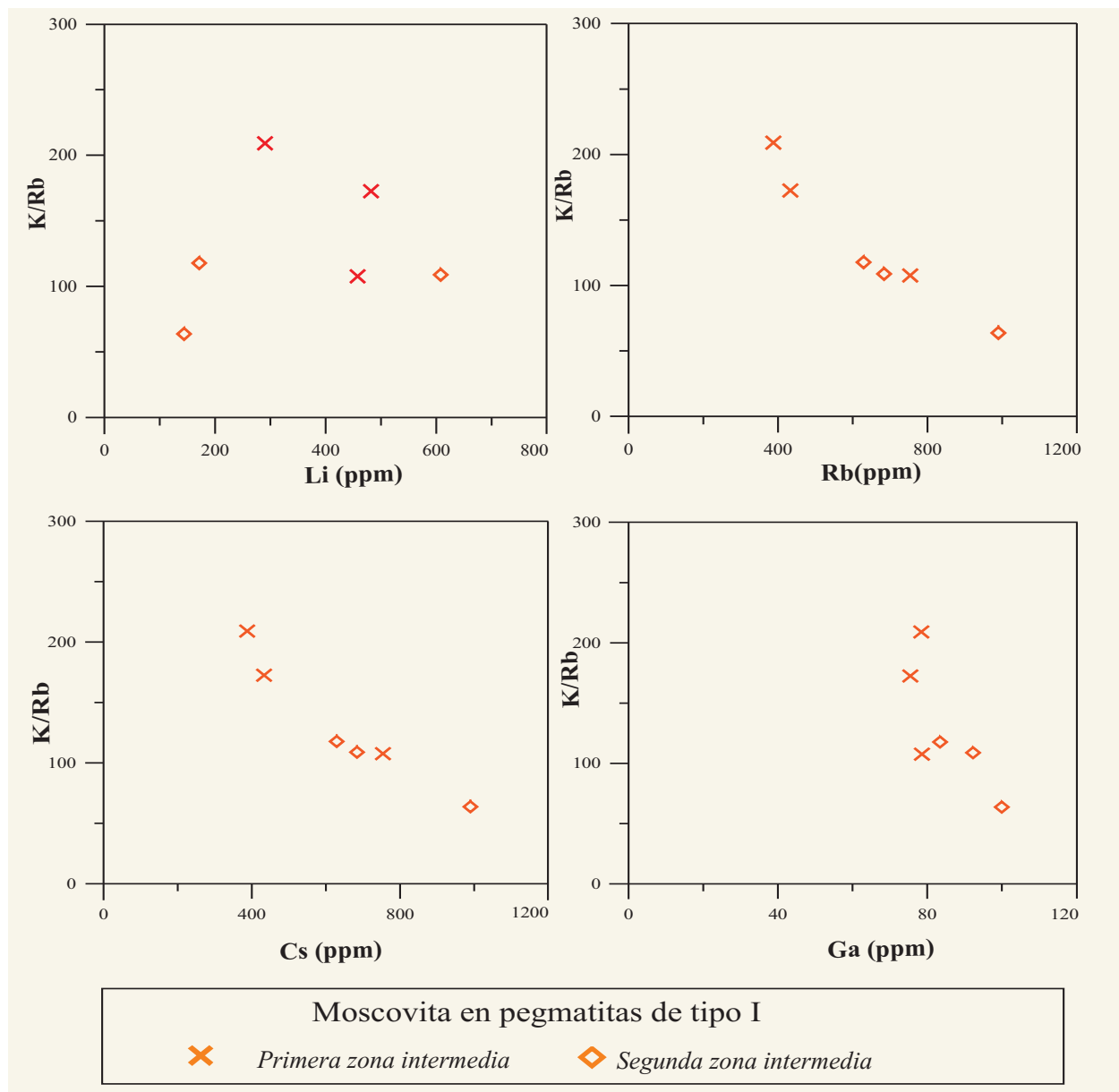


Figura 5.2.5. Diagramas de correlación de elementos traza significativos en las zonas intermedias de pegmatitas de tipo I.

5.2.2.2. Elementos traza

Los análisis de elementos traza de los cristales de moscovita asociadas a las pegmatitas de tipo I muestran sólo pequeñas variaciones en su composición química cuando se compara las composiciones de la primera zona intermedia con las de la segunda zona intermedia, si bien las podemos considerar significativas.

De este modo, existe un incremento en la proporción de Rb, en paralelo a la de Li, desde la primera a la segunda zonas intermedias (figura

5.2.5). En este caso la relación K/Rb decrece con el incremento de Li desde la primera zona intermedia hasta la segunda zona intermedia. De este modo, el contenido del Li varía desde 171 en la primera zona intermedia a 608 ppm en la segunda. El contenido del Rb varía de 387 en la primera zona a 990 ppm en la segunda. Lo mismo acontece con el Cs (7 ppm en la primera zona intermedia y 110 ppm en la segunda. En el caso del galio, aunque los valores son similares, son también algo más altos en la segunda zona intermedia (figura 5.2.5).

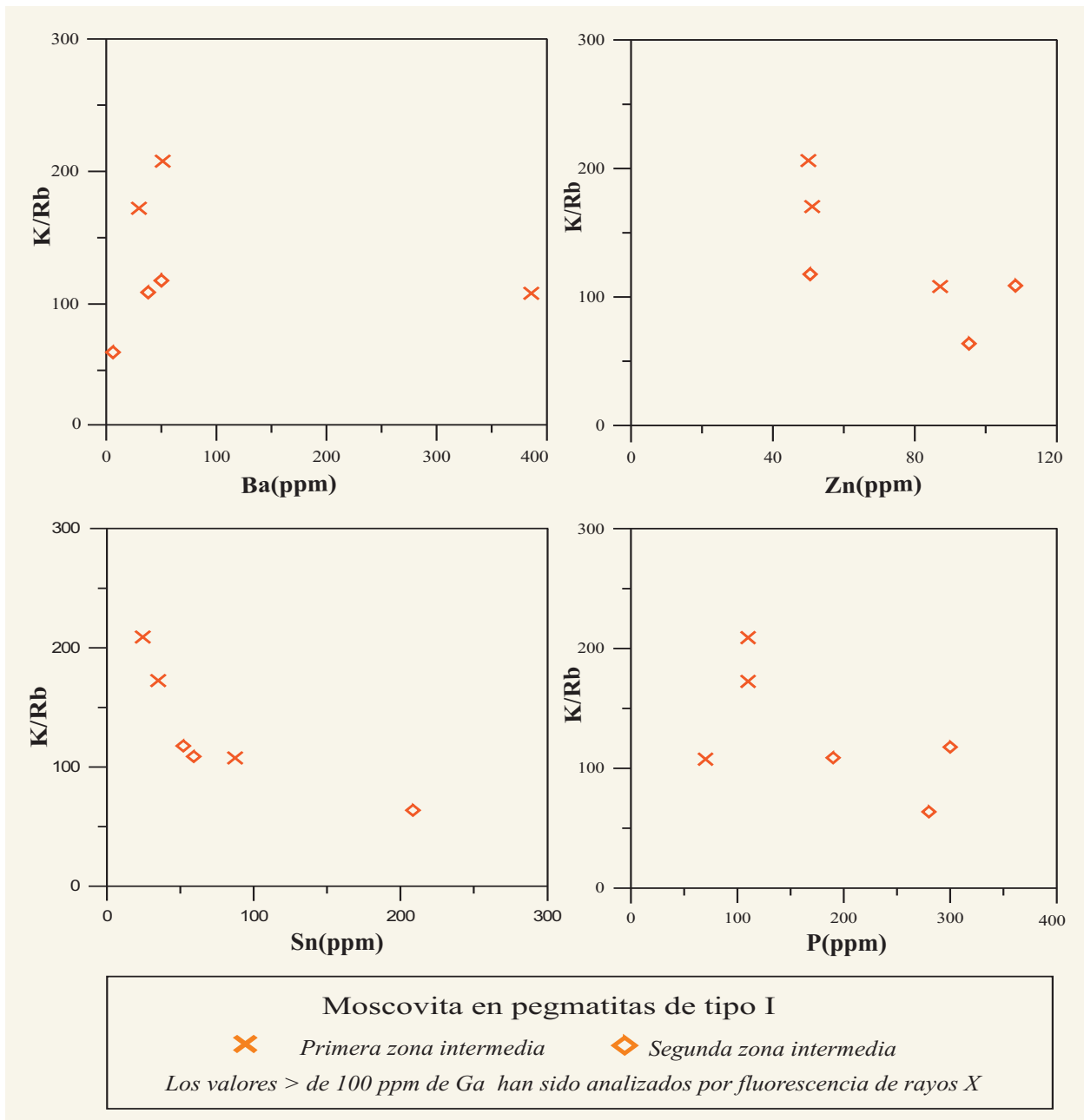


Figura 5.2.5 (continuación). Diagramas de correlación de elementos traza significativos en las zonas intermedias de pegmatitas de tipo I: Ba, Zn, Sn y P respecto a K/Rb.

La correlación del Ba con la relación K/Rb es positiva, disminuyendo ambas desde la primera zona intermedia hasta la segunda. El contenido del Ba varía casi dos órdenes de magnitud, desde 384 a 6 ppm (fig. 5.2.5).

El comportamiento del Zn frente a la relación K/Rb es negativo, marcado por el decrecimiento de la relación, con el incremento del Zn, desde la primera zona intermedia hasta la segunda zona intermedia. El contenido del Zn varía en casi un orden de magnitud, desde unas 50 a 110 ppm (figura 5.2.5).

La correlación del Sn frente a la misma relación K/Rb es también negativa, marcada por el decrecimiento de la relación con el incremento de la concentración del Sn desde la primera zona intermedia hasta la segunda zona intermedia. El contenido del Sn varía en un orden de magnitud desde 24 a 208 ppm (fig. 5.2.5).

También el comportamiento del P frente a la relación K/Rb es negativo (figura 5.2.5), aumentando ligeramente dentro del mismo orden de magnitud el P desde la primera zona intermedia (100 ppm) hasta la segunda (300 ppm).

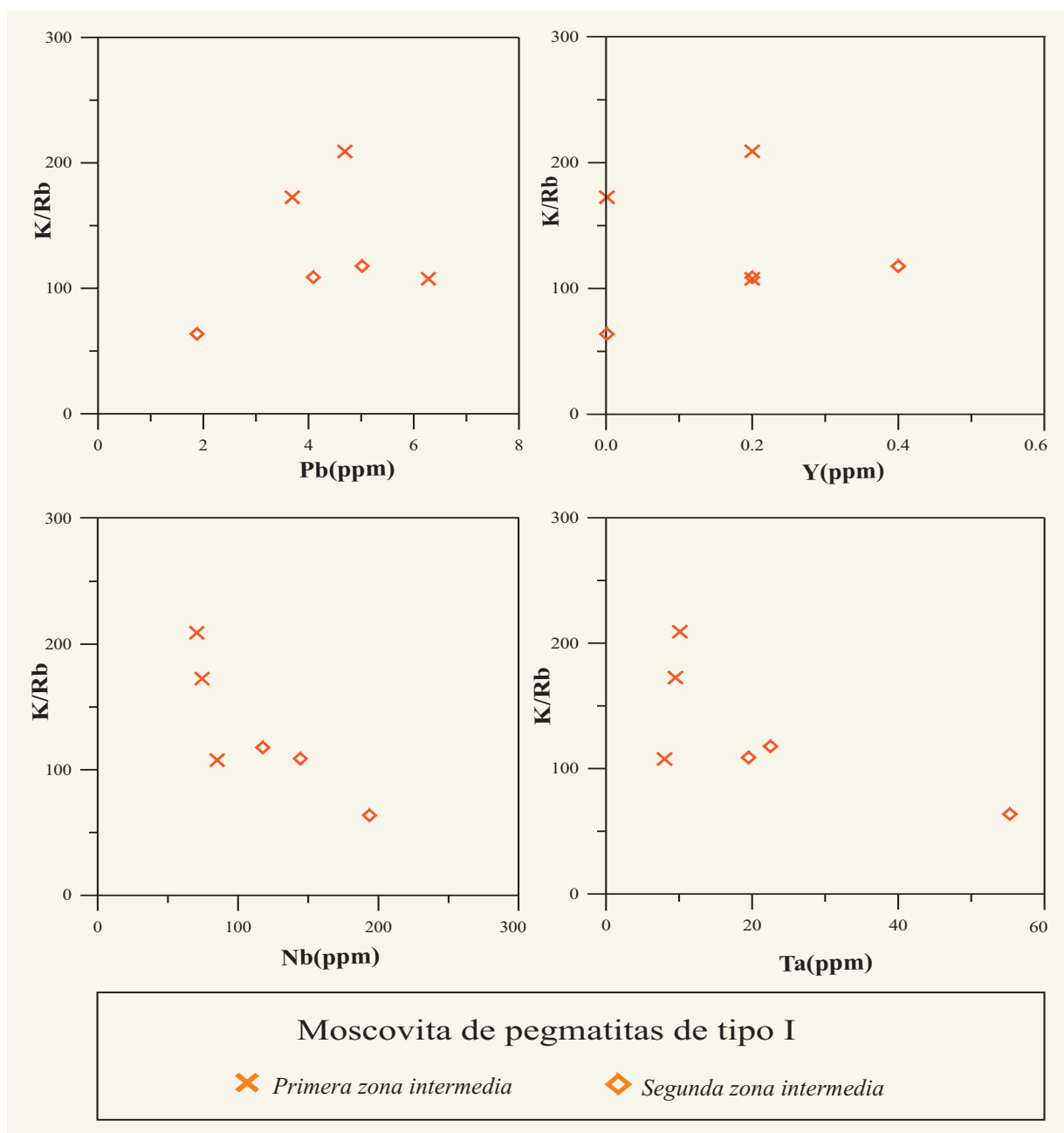


Figura 5.2.5 (continuación). Diagramas de correlación de elementos traza significativos en las zonas intermedias de pegmatitas de tipo I: Pb, Y, Nb y Ta respecto a K/Rb.

La correlación del Pb frente a la relación K/Rb es positiva, incrementando ligeramente el Pb en el mismo orden de magnitud desde la primera zona intermedia (6 ppm) hasta la segunda (22 ppm), fig. 5.2.5.

El comportamiento del Y frente a la relación K/Rb es bastante disperso y con valores extremadamente bajos. El mayor valor de Y, no obstante, corresponde a la moscovita de la segunda zona intermedia, hasta unas 40 ppb.

La correlación del Nb frente a la relación K/Rb es negativa; marcada por una tendencia al

incremento del Nb desde la primera zona intermedia hasta la segunda zona intermedia, variando el contenido del Nb en un orden de magnitud, desde 70 a 194 ppm (figura 5.2.5).

Significativamente, el comportamiento del Ta frente a la relación K/Rb es también negativo. Esto significa que tanto el Rb como el Ta incrementan en la moscovita desde la primera zona intermedia hasta la segunda zona intermedia, si bien el contenido en Ta es muy bajo en estas pegmatitas, variando aproximadamente en el mismo rango de magnitud, desde 8 a 55 ppm.

5.2.3. GRANATES

Los granates de las pegmatitas de tipo I, son cristales euhedrales con tamaño superior a los 2cm y color rojizo bien conservado. Disponemos de análisis de los granates de la primera zona intermedia, donde este mineral es común a menudo.

Desde el punto de vista químico estos granates pertenecen a la serie almandino-spessartina, siendo relativamente ricos en contenido de Mn, aunque sin llegar en ningún caso a formar parte del campo de la spessartina si nos atenemos a las normas de la IMA sobre la proporción molar del 50%. Como se apreciará, la proporción de Mg es prácticamente nula. Las proporciones en otros componentes más raros (uvarovita, calderita, goldmanita, etc) son todavía más bajas y prácticamente despreciables.

Por otra parte, la proporción de Ca (componente ugrandita) es también

prácticamente nula. De hecho, estos granates se encuentran en pegmatitas encajadas en granitoides.

El componente ugrandítico acostumbra a ser más elevado generalmente en unidades tardías de pegmatitas muy evolucionadas, o bien en unidades tempranas de pegmatitas encajadas en rocas carbonatadas, en este caso perfilando el grado de interacción con la roca encajante.

Por todo ello, en el gráfico de Breaks et al. (2003), en la figura 5.2.6b puede apreciarse que el contenido de Ca es nulo, no pudiendo marcar ninguna tendencia de reacción con el encajante. Los cristales parecen poco zonados, habiéndose detectado ligeros enriquecimientos en Mn desde 0,53 a 0,58 apfu de centro a borde del cristal, que se correlaciona con una tendencia similar en el Ca, que oscila entre desde 0,01 a 0,05 apfu, como puede verse en las tablas del anexo y en la figura 5.2.6.

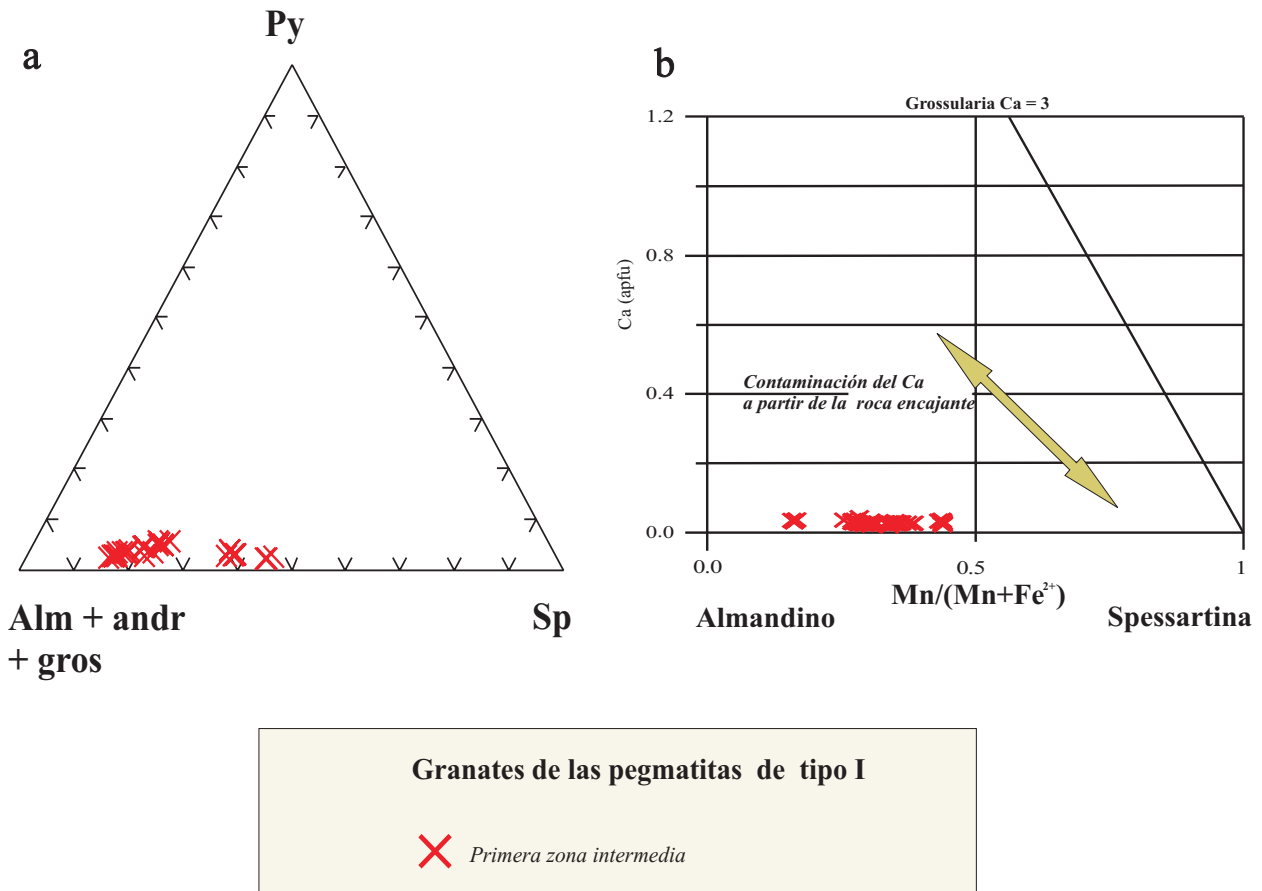


Figura 5.2.6. Representación gráfica de los minerales del grupo del granate en los diagramas siguientes: a) piropo-spessartina- (almandino+grossularia+andradita), de Èerný et al. (1980), en el que los términos más primitivos son los más ricos en Fe y Mg. b) diagrama de Breaks et al (2003), en el que se refleja el grado de contaminación de la pegmatita por el encajante.

5.2.4. CIRCÓN

Los cristales de circón de las pegmatitas de tipo I son de grano fino y muy escasos, y sólo se han podido analizar mediante microsonda electrónica algunos cristales de la primera zona intermedia (figura 5.2.7). Como se apreciará, el contenido en Hf es bajo, y parece relativamente homogéneo dentro del cristal, oscilando entre aproximadamente 2-4 % en peso de HfO_2 . Estos valores son los típicos de magmas graníticos poco evolucionados.

Por lo demás, el contenido en Y y Ti es también bajo o nulo, mientras que el contenido en Th y, sobre todo, en U, es significativo. De este modo, los cristales de este mineral son generalmente metamórficos.

5.2.5. BERILO

Los cristales de berilo de las pegmatitas de tipo I son de forma prismática y de color verde. Todos los cristales analizados, muestreados en tres pegmatitas diferentes, corresponden a la segunda zona intermedia, y estaban situados en las inmediaciones del núcleo de cuarzo.

Presentan baja concentración de Cs_2O , en peso, que varía de 0,03-0,48 % en peso. La composición química de estos cristales de berilo refleja un ambiente pobre en fluidos ricos en Cs_2O , de acuerdo con los criterios de Èerný y Simpson (1977), Burt (1982), Èerný et al. (1998) y Tindle et al. (2002a). Además, estos cristales de berilo muestran bajo contenido en álcalis, con menos del 2% en peso. Teniendo en cuenta la clasificación de Èerný (1975), pueden clasificarse como berilos pobres en álcalis.

A nivel de cristal puede observarse una ligera zonación, reflejada en el contenido en Na, que experimenta una ligera subida en el borde del cristal, compensado por el descenso en Cs, mientras que el Rb se mantiene constante con valores muy bajos.

El contenido en Fe es también relativamente bajo, a nivel de poco más del 1%, pero explicaría la coloración verdosa del mineral; el contenido de Mn es casi nulo. Ambos elementos varían muy poco a nivel de cristal.

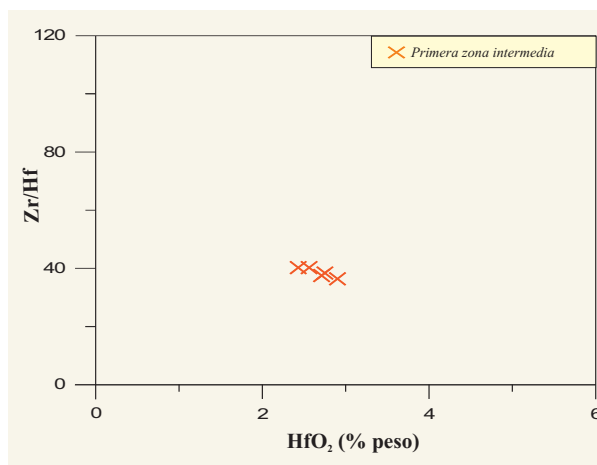


Figura 5.2.7 Representación gráfica de las composiciones químicas de cristales de circón de las pegmatitas de tipo I de Giraúl en el diagrama Zr/Hf vs. HfO_2 (% en peso).

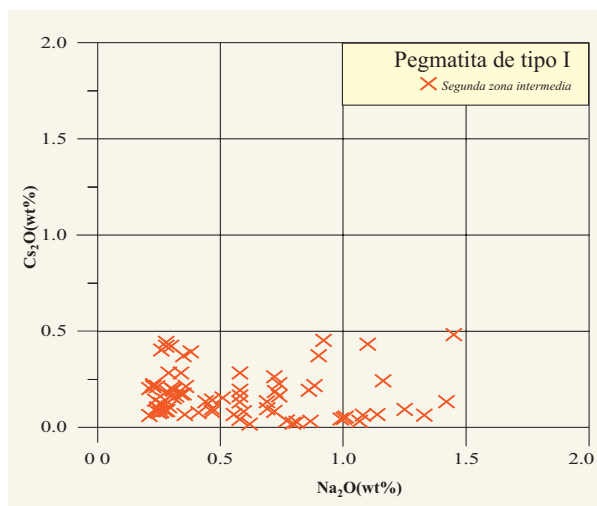


Figura 5.2.8. Variación del Na contra el Cs en los cristales de berilo de las pegmatitas de tipo I del campo de Giraúl, en el diagrama de clasificación de Èerný & Simpson (1977), Burt (1982), Èerný et al. (1998) y Tindle et al. (2000a).

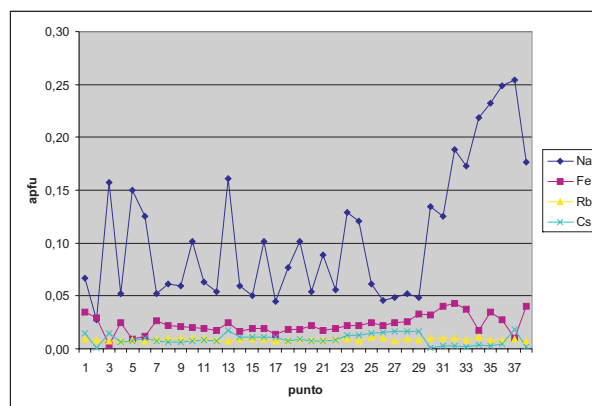


Figura 5.2.9. Perfiles composicionales de Fe, Rb, Cs, Na en un cristal de berilo de pegmatita I, ejecutados de centro a borde del cristal mediante microsonda electrónica.

5.2.6. GRUPO DE LAS TURMALINAS

Como se ha indicado, las pegmatitas de tipo I se encuentran encajadas dentro del intrusivo leucogranítico; la turmalina negra se encuentra en la primera zona y segunda zona intermedias, asociada con feldespatos de textura gráfica, cuarzo y moscovita. En lámina delgada se aprecia que los minerales del grupo de la turmalina están zonados, típicamente con un núcleo azul y un borde de color más verdoso.

Se ha analizado la composición química de los minerales de la turmalina mediante análisis puntual con microsonda electrónica. Por consiguiente, el cálculo de B, Li y de los OH se ha realizado a partir de estequiometría y balance de cargas. Los análisis químicos se encuentran detallados en los anexos analíticos, y aquí vamos a discutir los resultados mediante gráficos (véase figura 5.2.10). El objetivo de este apartado, además de clasificar los minerales de la turmalina, es el de determinar su grado de evolución.

En primer lugar, en cuanto al subgrupo de turmalinas al que pertenecen, en la figura 5.2.10a puede apreciarse que prácticamente todas las turmalinas de las zonas intermedias de las pegmatitas de tipo I son alcalinas, aunque con un grado importante de vacantes en la posición X, y escasa proporción de componente cálcica.

En segundo, lugar, en la figura 5.2.10b se aprecia que la mayor parte de los análisis de ambas zonas corresponden a composiciones en el campo del chorlo, aunque algunas partes externas de color verde de los cristales de la primera zona intermedia se representan en el campo de la dravita. Como puede verse, la mayor parte de los núcleos azules de ambas zonas tiene la misma composición, mientras que los bordes tienen composiciones muy diferentes, y se aprecian dos trends de cristalización, representados respectivamente en color verde (trend de la primera zona intermedia) y naranja (trend de la segunda zona intermedia).

En lo que respecta a la evolución de las pegmatitas, en primer lugar debemos tener en cuenta que el hecho de que haya composiciones químicas tan diferentes en los bordes de los cristales de ambas zonas permite descartar que la turmalina verde de los bordes se haya formado en ambas zonas a partir del mismo fluido tardío.

Por consiguiente, la única posibilidad es que la zonación de los cristales de la turmalina de la primera zona intermedia (que a menudo implica un reemplazamiento de la zona azul por la verde) se produce por desestabilización de la turmalina antes de la cristalización de la segunda zona intermedia. Este aspecto es importante, porque indica la existencia de una cristalización en desequilibrio en la primera zona intermedia.

Como puede apreciarse, en la primera zona intermedia el trend es de aumento en componente dravita (Mg) y en componente alcalino. En cambio, en la segunda zona intermedia, la turmalina mantiene constante la relación Fe/Mg, y el enriquecimiento es exclusivamente en álcalis. Este hecho puede deberse a un diferente grado de interacción con la roca encajante, aunque sea granítica. En este caso, en la primera zona intermedia, esto puede explicar el ligero enriquecimiento en Mg. En lo que respecta al enriquecimiento en álcalis, común a las dos pegmatitas, puede indicar un trend de tipo magmático.

En la figura 5.2.10c se aprecia una misma tendencia en ambas zonas, con un empobrecimiento en Al hacia el borde que se superpone con el trend de alcalinización; para Tindle et al. (2005) esta tendencia debería marcar un grado de interacción con el encajante, si bien en este caso esto nos parece difícil pues el encajante es granítico.

Por lo que respecta al parámetro Li+Mn, que marca el grado de evolución de la composición de las pegmatitas, en la figura 5.2.10d se aprecia que se mantiene con un valor bajo y constante en ambas zonas y tanto en el borde como en el centro de los cristales, como correspondería a un magma poco evolucionado. En cambio, en el mismo diagrama el trend de enriquecimiento en Ti+Mg+Ca es indicativo de reacción con el encajante, de acuerdo con los criterios de Tindle et al. (2005).

En la figura 5.2.10e puede apreciarse que la proporción de Ca es baja, y se aprecia en los estadios tardíos un ligero incremento atribuible a reacción con el encajante; en la figura 5.2.10f se aprecia con mejor detalle este ligero fraccionamiento; nótese la nula contaminación del encajante en la segunda zona intermedia (ausencia de enriquecimiento en Ca, Mg).

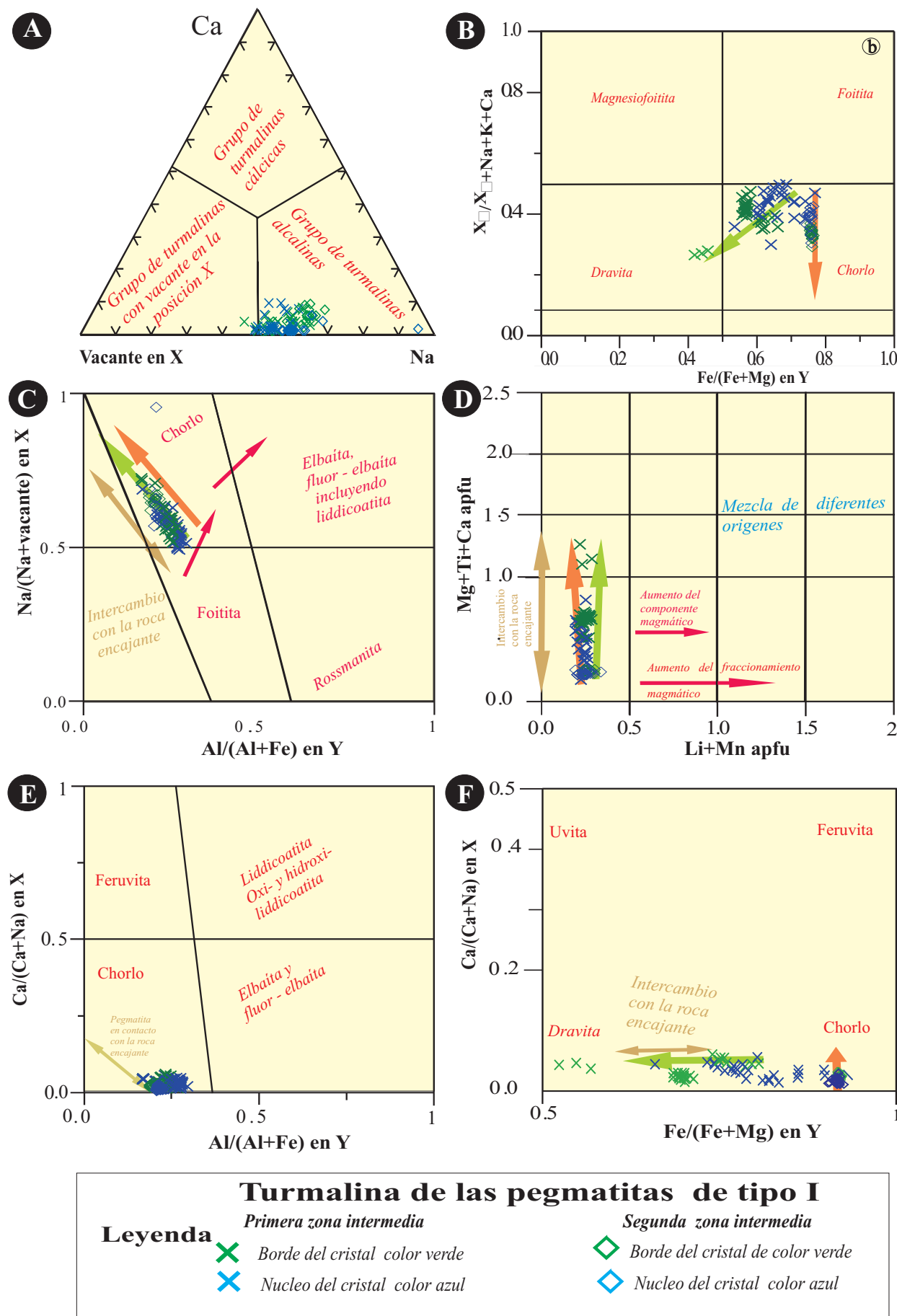


Figura 5.2.10. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo I en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004). Flecha verde: trend de la primera zona intermedia; naranja: trend de la segunda zona intermedia; marrón y roja: trends teóricos.

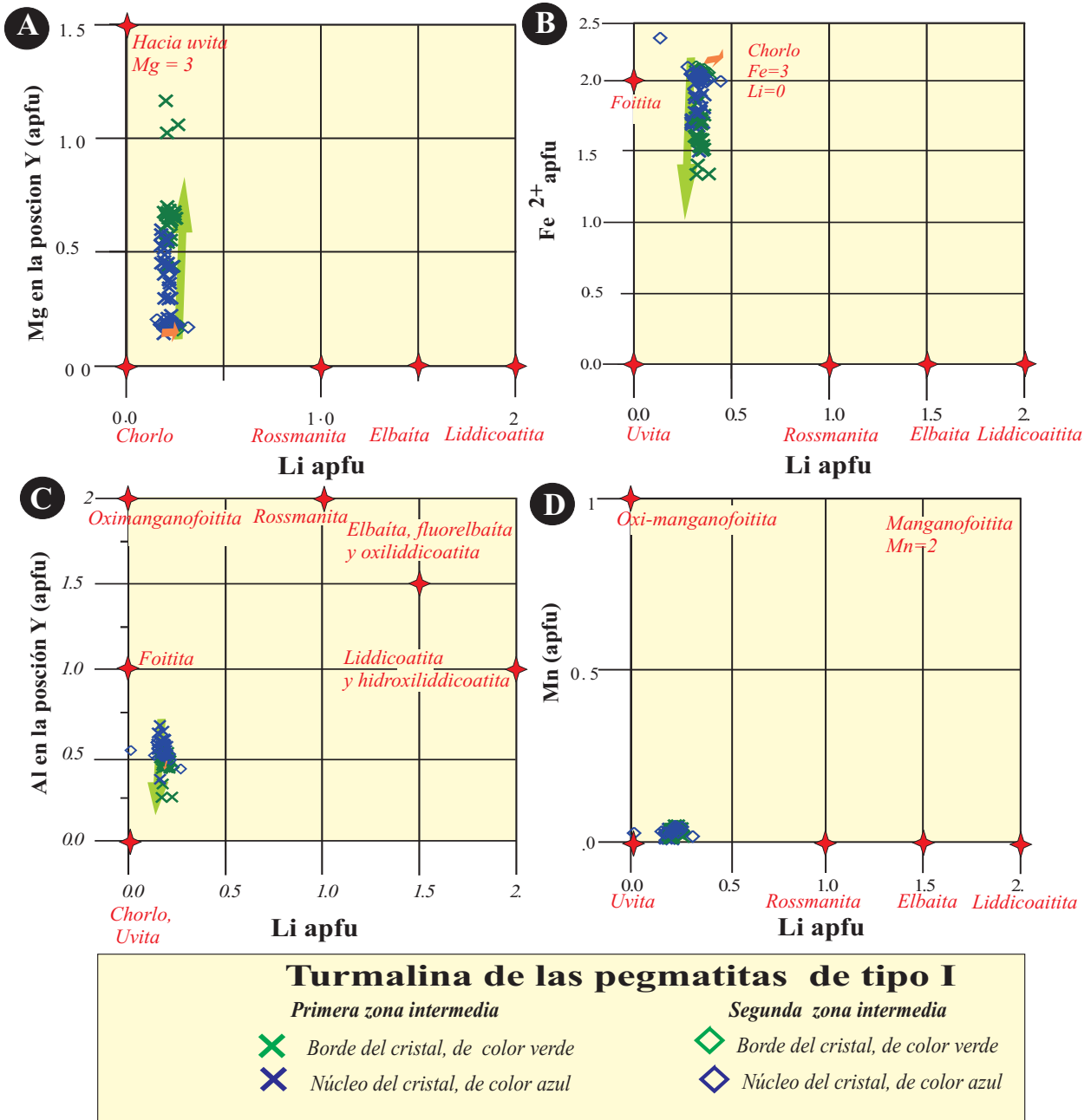


Figura 5.2.11. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo I en los diagramas de Tindle et al. (2005). Flecha verde: trend de la primera zona intermedia; naranja: trend de la segunda zona intermedia.

Un aspecto importante a estudiar en las turmalinas es la variación del Li, pues numerosas investigaciones (Novák & Povondra, 2004; Selway et al., 1999, 2000, 2002; Tindle et al., 2002b; Roda et al., 2004) han demostrado que su comportamiento es un buen indicador de evolución del campo pegmatítico, de manera que el Li aumenta tanto con el grado de evolución de la pegmatita como con el grado de cristalización dentro de la misma.

De todos modos, en las pegmatitas de tipo I el contenido de Li es muy bajo. Por ello, en la figura 5.2.11a, que relaciona el contenido de Mg y de Li en el diagrama de Tindle et al. (2005), puede apreciarse un incremento en el Mg manteniéndose el Li constante desde el centro azul a la periferia verde. Este cambio sólo puede ser debido a una contaminación con el encajante granítico, aunque de pequeña magnitud. En cambio, en la turmalina de la

segunda zona intermedia no se da este enriquecimiento.

En la figura 5.2.11b, para la primera zona intermedia se observa la una tendencia a la disminución del contenido de Fe desde el centro del cristal hasta la periferia, disminuyendo el componente chorlo y el de foitita, en dirección al polo dravita/uvita, eso si, manteniéndose constante la proporción de Li. Por consiguiente, este es un trend de enriquecimiento por reacción con el encajante. Este trend no se da en la segunda zona intermedia.

En la figura 5.2.11c, también en la primera zona intermedia se aprecia la variación desde los núcleos con fuerte componente foitítico a bordes más ricos en componente chorlo-dravita (pérdida de aluminio en Y). Esta tendencia no se da en la zona II, donde la composición del cristal se mantiene tanto en el centro como en el borde con fuertes componentes foitíticos. El componente de Li queda constante y bajo en ambas zonas.

Finalmente, en la figura 5.2.11d se aprecia que la proporción de Mn es despreciable en todas las unidades y en todas las zonas del cristal, lo que indica un bajo grado de evolución de los magmas a partir de los que cristalizan estas turmalinas.

Por otra parte, en la figura 5.2.12a se aprecia la fuerte proporción de componente foitítico en los cristales de estas pegmatitas, siendo los núcleos azules los más ricos en este componente. No obstante, de acuerdo con la regla del 50% de la IMA, la mayor parte de estos valores se representan en el campo del chorlo. Nótese que existen variaciones en la proporción de Na pero no de Li.

También en la figura 5.2.12b puede apreciarse de nuevo la baja proporción de turmalina cálcica en estos cristales, sea cual sea la zona considerada del cristal o de la pegmatita, y de forma independiente de la proporción de Li.

Finalmente, en el diagrama 5.2.12c se aprecia la variación de los valores de Ti contra los de (Mg+Ti). De acuerdo con Tindle et al. (2005), un trend de enriquecimiento en Ti y Mg como el de la figura debería corresponder al de la reacción de la pegmatita con la roca

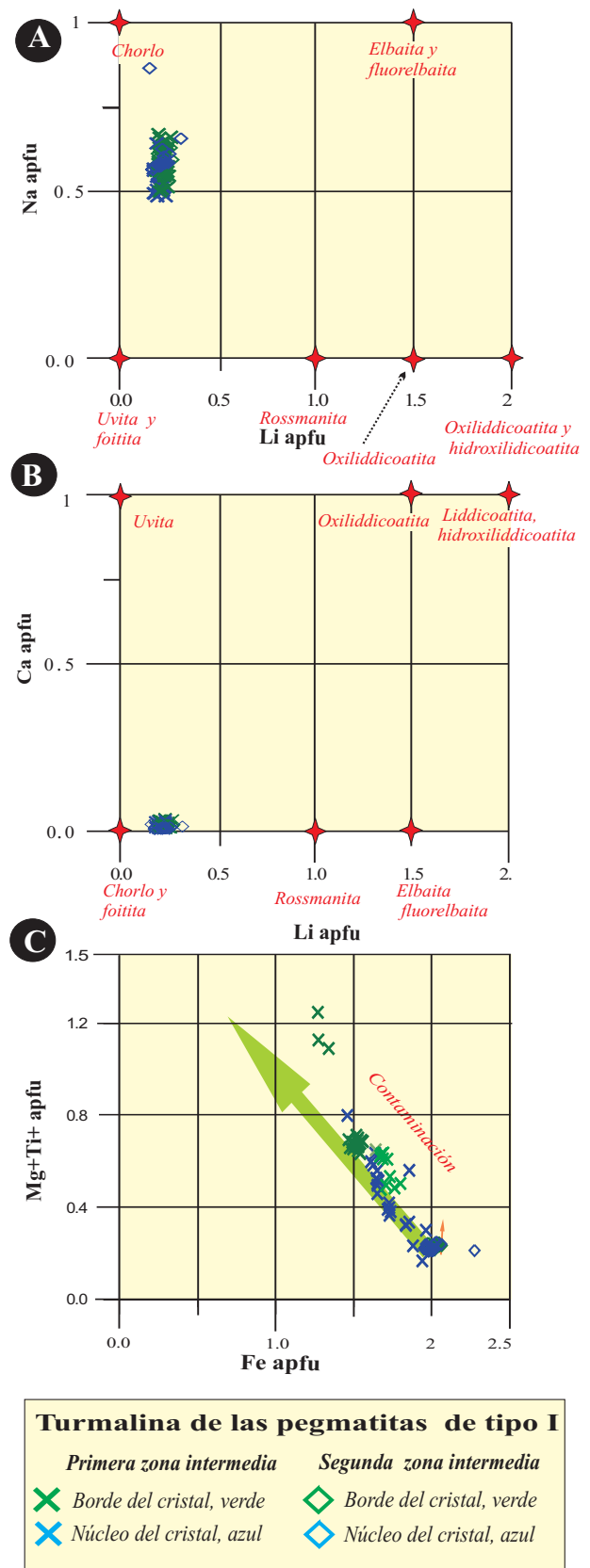


Figura 5.2.12. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo I en los diagramas de Tindle et al. (2005). Flecha verde: trend de la primera zona intermedia; naranja: trend de la segunda zona intermedia.

encajante que, aunque sea de composición granítica, siempre debe ser menos evolucionada que la pegmatita, y por tanto, más rica en Mg y Fe. Por consiguiente, este incremento refleja un incremento en la contaminación con el encajante.

Por consiguiente, en las pegmatitas de tipo I, en un primer estadio de cristalización de la primera zona intermedia se forma turmalina chorlo rica en componente foitita, que por contaminación con el encajante granítico se enriquece en elementos como Mg y Ti,

pasando a composiciones más ricas en componente dravita.

Esta contaminación no se produce en la segunda zona intermedia, de manera que en ella la zonación de la turmalina se debe principalmente a los cambios en la proporción de álcalis en la misma. Por consiguiente, en la segunda zona intermedia no existe influencia del encajante en la composición de los cristales de chorlo, y las variaciones que se producen son las características de la cristalización fraccionada de un magma granítico muy poco evolucionado.

6.1. PEGMATITAS DE TIPO II

6.1.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Las pegmatitas de tipo II son textural y mineralógicamente muy parecidas a las de tipo I, pero se presentan encajadas en rocas metamórficas (esquistos o anfibolitas, en condiciones de grado medio a alto, aunque también pueden cortar a los stocks de rocas plutónicas no leucocráticas (granodioritas, granitos, tonalitas, dioritas, rocas máficas); figuras 6.1.1-6.1.15. El contacto con todas las rocas encajantes, tanto ígneas como metamórficas, es siempre muy neto, y determina la aparición de zonas de borde y pared.

Existen más de 300 cuerpos pegmatíticos de este tipo, que conforman el mayor número de pegmatitas del campo con tamaño cartografiado. Se encuentran distribuidas prácticamente por todo el campo, aunque la mayor densidad se corresponde con las inmediaciones de los stocks de leucogranitos del NW de la zona; otros grupos se reparten al norte del río Giraúl (figura 6.1.3, 6.1.4), al W de la zona del barranco de Pitau (figura 6.1.5) o al S de la zona estudiada (figura 6.1.6).

Casi sin excepción, los cuerpos tienen morfología de dique, claramente tabulares, con dimensiones muy variables; predominan los cuerpos de gran tamaño (más de 200 m de longitud por algunas decenas de metros de anchura), y los cuerpos mayores se encuentran por lo común en las proximidades del stock intrusivo leucocrático (figuras 6.1.1 y 6.1.2), al que circunvalan. Las direcciones y buzamientos de los diques son muy variables, pero por lo común encajan en la foliación de las rocas metamórficas, de manera que la dirección dominante a escala regional es NW-NE. No obstante, en las cercanías del stock leucocrático, donde este cuerpo ha abombado a la foliación regional, los diques tienen direcciones adaptadas a la de la esquistosidad, por lo que se disponen concéntricamente con



Figura 6.1.1. Pegmatitas tipo II encajadas según esquistosidad vertical; el stock de leucogranitos queda a la izquierda de la imagen.



Figura 6.1.2. Pegmatitas tipo II encajadas según esquistosidad subhorizontal; el stock de leucogranitos queda a la izquierda de la imagen.



Figura 6.1.3. Pegmatitas de tipo II en la zona al N del río Giraúl.



Figura 6.1.4. Pegmatitas de tipo II encajadas en metapelitas, en la parte NE de la zona estudiada, vistas desde un avión.



Figura 6.1.5. Pegmatitas de tipo II en la zona central de área estudiada. El Norte queda hacia el fondo izquierdo de la imagen; nótese el buzamiento de los diques.



Figura 6.1.6. Pegmatitas de tipo II en la parte central de la zona estudiada, muy meteorizadas.



Figura 6.1.7. Pegmatitas de tipo II encajadas en metapelitas en la zona central del área estudiada; el buzamiento de los diques es hacia el NE.



Figura 6.1.8. Pegmatitas de tipo II, encajadas en esquistos en el NE de la zona estudiada; el buzamiento que se aprecia de los diques es hacia el NE.



Figura 6.1.9. Pegmatitas de tipo II, de grandes dimensiones, en la zona NW del área estudiada, en un torrente que alimenta el río Giraúl.



Figura 6.1.10. Pegmatitas de tipo II en la zona al NW del área estudiada, cerca del río Giraúl. El buzamiento de los diques de pegmatitas, emplazados en la esquistosidad, es hacia el NE.



Figura 6.1.11. Pegmatitas de tipo II en la zona NE del área estudiada, cerca del río Giraúl, encajadas en la esquistosidad principal. El buzamiento es hacia el NE.



Figura 6.1.12. Pegmatitas de tipo II encajadas en granodiorita en la parte central-sur del área.



Figura 6.1.13. Pegmatitas de tipo II encajadas en esquistos en la zona sur del área estudiada, en las cercanías de la divisoria de agua con la cuenca del río Bero.



Figura 6.1.14. Pegmatitas de tipo II encajadas en esquistos en la parte NW del área, cerca del río Giraúl. Se distingue un trazado muy rectilíneo y muy irregular.



Figura 6.1.15. Pegmatitas de tipo II en parte NW de la zona, al N del río Giraúl. En la imagen, el Dr. E.A. Morais y el licenciado Tostoi.

el granito. En otras partes del campo existen otras direcciones de los intrusivos, especialmente la NW-SE y la N-S, que pueden reflejar las direcciones de antiguas zonas de cizalla.

Por lo general, las pegmatitas de tipo II no se encuentran deformadas, aunque algunas presentan fenómenos de boudinage que podrían ser debidos a cizallamientos tardíos.

El contacto de las pegmatitas con el encajante es neto a escala de afloramiento, aunque a nivel de detalle se aprecian en el encajante fenómenos de alteración extendidos hasta unos pocos centímetros o decímetros del encajante, típicamente de turmalinización, biotitización y moscovitización. Estas alteraciones, que no se dan en las pegmatitas encajadas en los leucogranitos, evidencian un

cierto grado de desequilibrio entre la pegmatita de tipo II y su encajante.

6.1.2. ESTRUCTURA INTERNA Y MINERALOGÍA

La cartografía geológica de detalle realizada en las pegmatitas de tipo II nos permitió reconocer cinco zonas o unidades, con una estructura interna concéntrica y una mineralogía relativamente simples, pero más complejas en comparación con la estructura de las pegmatitas de tipo I; estas zonas son las siguientes: borde, pared, primera zona intermedia, segunda zona intermedia, y núcleo de cuarzo (Fig. 6.1.10).

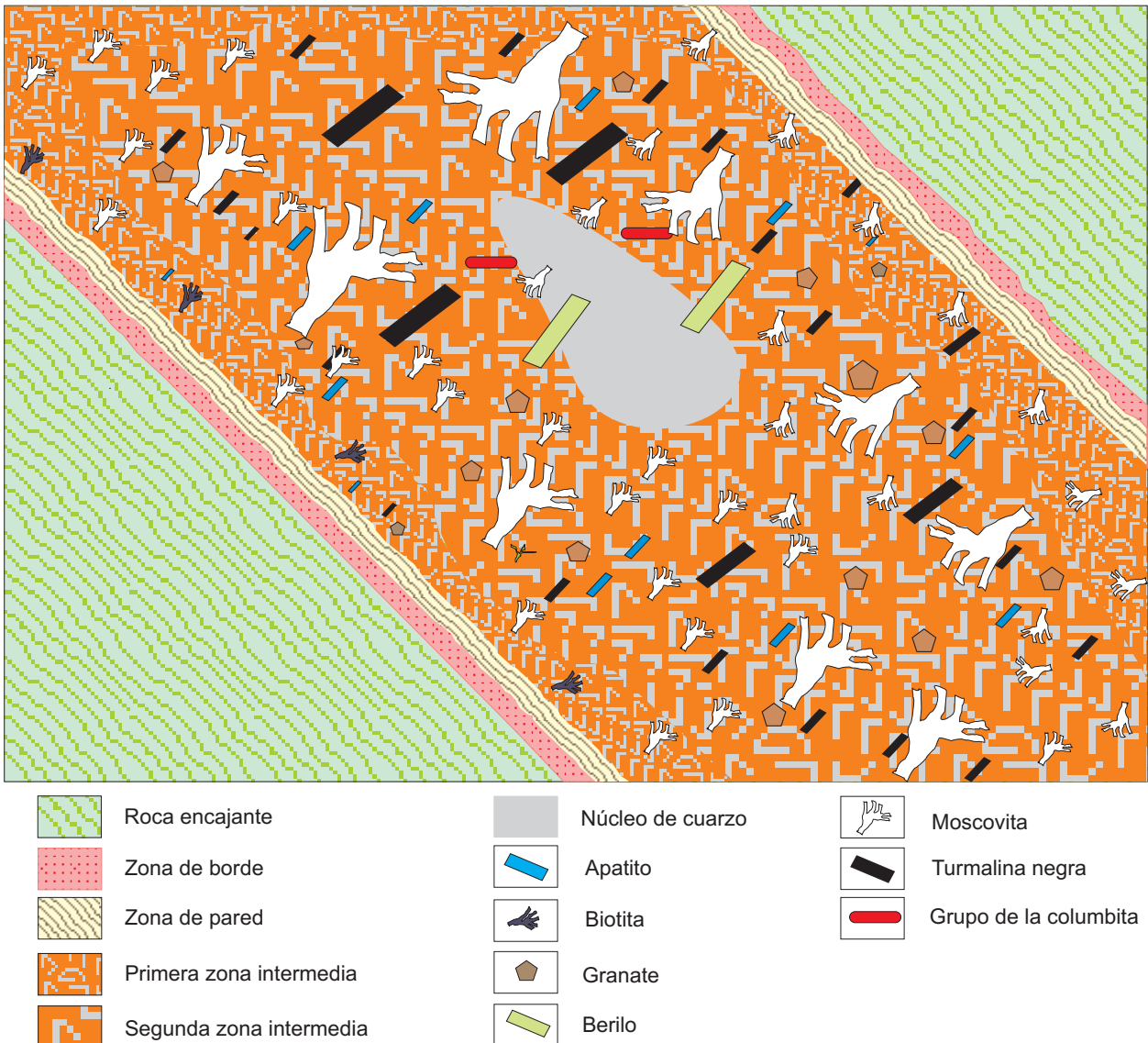


Figura 6.1.16. Esquema conceptual (no a escala) de la estructura idealizada de una pegmatita de tipo II de Giraúl.

Zona de borde

Es una zona que puede encontrarse en el contacto de la roca encajante y la pegmatita granítica. Esta unidad tiene un espesor de orden de (1-20 cm) de ancho, y constituye una proporción volumétrica del orden del 1% de la pegmatita.

Está compuesta principalmente por turmalina y moscovita, ambos en forma de cristales muy pequeños, de dimensiones milimétricas, con menores proporciones de feldespatos. Estos cristales difieren de los de las turmalinas de las zonas alteradas en que los cristales quedan dirigidos hacia el centro de la pegmatita (figura 6.1.17).

Por otra parte, cabe recordar que, por lo común, en el exocontacto de la pegmatita se dan reemplazamientos de los minerales de la roca de caja por minerales de alteración hidrotermal, principalmente moscovita, biotita y turmalina, que acostumbran a ser de grano fino y, en ocasiones, poiquiloblásticos.

Zona de pared

Esta unidad tiene un espesor de 10-20 cm; constituye alrededor del 8% de la pegmatita, y se caracteriza por presentar textura aplítica (por lo común, con cristales de menos de 1 mm de diámetro; figuras 6.1.18-6.1.19).

En lámina delgada el aspecto textural más característico es el desarrollo de texturas de equilibrio desorientadas entre granos, con profusión de bordes de grano curvos y puntos triples entre los minerales principales; el tamaño de grano es muy homogéneo, siendo de alrededor de 1 mm para casi todos los minerales.

La zona de pared está compuesta principalmente por feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, turmalina y cuarzo, con menores cantidades de biotita (figuras 6.1.20-6.1.25). En esta zona puede apreciarse en muchas ocasiones un bandeo aplítico, marcado en muestra de mano por los minerales más coloreados, principalmente, granates y turmalinas.



Figura 6.1.17. Zona de borde de una pegmatita de tipo II. Nótese que en el contacto con el esquisto de la parte superior de la imagen (marcado por el martillo) hay una generación de moscovita perpendicular al contacto. Zona central del campo de Giraúl.



Figura 6.1.18. Zona de pared de la pegmatita de tipo II anterior. Nótese que en la parte inferior de la imagen hay una zona aplítica con bandeo milimétrico marcado por máficos de grano fino. Por arriba grada a la primera zona intermedia.



Figura 6.1.19. Secuencia de zona de borde (abajo) a zona de pared (centro) y primera zona intermedia (arriba): nótese el aumento de tamaño de grano.

Cuarzo: se presenta en esta unidad como cristales alotriomórficos, en forma de granos equidimensionales; no es muy abundante, pero alcanza el 20-25% de la unidad. Se aprecia casi siempre extinción ondulante en nícoles cruzados.

Plagioclasa: es rica en componente albita. En muestra de mano es de color blanco, y se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos redondeados, vagamente tabulares, de tamaño de grano fino, de orden milimétrico. En esta unidad la albita presenta el maclado polisintético característico según la ley de la albita, y no acostumbra a presentar fenómenos de alteración significativos, ni tampoco zonado. Constituye generalmente el 50-60% de la unidad.

Microclina: en muestra de mano es de color gris-claro, e incolora en lámina delgada, muy nítida, sin turbidez; en esta unidad se encuentra en forma de cristales alotriomórficos, de aspecto redondeado y tamaño fino, milimétrico, con las típicas maclas en parrilla. En cambio, no se distinguen fácilmente micropertitas al microscopio óptico de luz transmitida. Tampoco se aprecian intercrecimientos gráficos con cuarzo en esta unidad; en cambio, parece haber cristalizado en equilibrio con plagioclasa y cuarzo en esta unidad. Puede formar hasta el 20-30 % de la unidad.

Biotita: es muy poco abundante, presentando color negro en muestra de mano y pleocroísmo en tonos de marrón claro a oscuro en lámina delgada. Se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de hábito tabular, con tamaño de grano fino, milimétrico. Por lo común no se aprecian en ella fenómenos de alteración. Constituye menos del 2% de la unidad.

Moscovita: es la mica dominante en esta zona. En muestra de mano es de color blanco, y aparece en cristales tabulares de grano fino, comparable en tamaño al del resto de minerales de la unidad. Parece estar en equilibrio textural con los feldespatos y cuarzo. Puede constituir hasta el 5% de la unidad.

Turmalina negra: en muestra de mano es siempre de color negro, pero en lámina delgada se aprecia muy a menudo una acusada zonación, especialmente en las secciones basales, de manera que sobre un núcleo de color verde-azul o verde muy oscuro se dispone una envuelta, casi siempre más delgada, de color verde oliváceo. El zonado es simple, presentando solamente estas dos zonas; no obstante, los núcleos son a menudo de formas muy irregulares. Por otra parte, a menudo se observan vetas muy irregulares pero muy abundantes y totalmente desorientadas de una generación más tardía de turmalina; esta turmalina tardía es de un color azul más oscuro que el de la primera, y corta a ambas zonas concéntricas. Los cristales de turmalina negra pueden tener formas muy variables, de idiomórficos (cristales con hábito prismático largo) a esqueléticos (a veces con formas externas idiomórficas, pero en su interior intercrecidos con cuarzo y feldespatos), y son de grano fino, como el resto de los minerales. La turmalina negra puede constituir, como máximo, hasta el 10% de la zona de pared en estas pegmatitas.

Granate: en muestra de mano es de color rojizo o rosado; por alteración puede ser más pardo. En esta zona se encuentra en forma de cristales idiomórficos con hábito trapezoédrico, que pueden tener un tamaño de grano en ocasiones centimétrico, pero por lo común se trata de cristales milimétricos. Se puede encontrar en proporciones de hasta un 2-3%, pero casi siempre su proporción es mucho menor. No se observa en ellos zonado ni en muestra de mano ni al microscopio de luz transmitida.

Apatito: es el único fosfato que puede estar presente, aunque es extremadamente raro en esta zona. En muestra de mano es de color azul verdoso oscuro, pero al microscopio se ve totalmente incoloro. En esta unidad se encuentra a veces en forma de cristales prismáticos redondeados, con tamaño de grano fino, alrededor de 1 mm. Aún en caso de estar presente, no alcanza el 1%. No se aprecia zonación en este mineral.

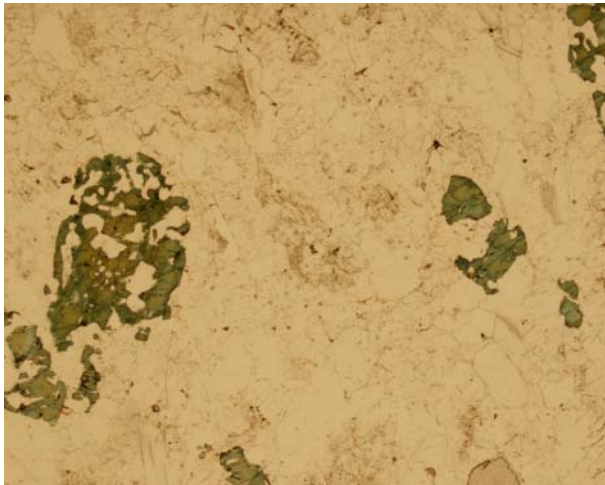


Figura 5.1.20. Zona de pared en lámina delgada sin analizador; nótese algunos cristales de turmalina esqueléticos y otros idiomórficos. Campo, 11,6 mm.

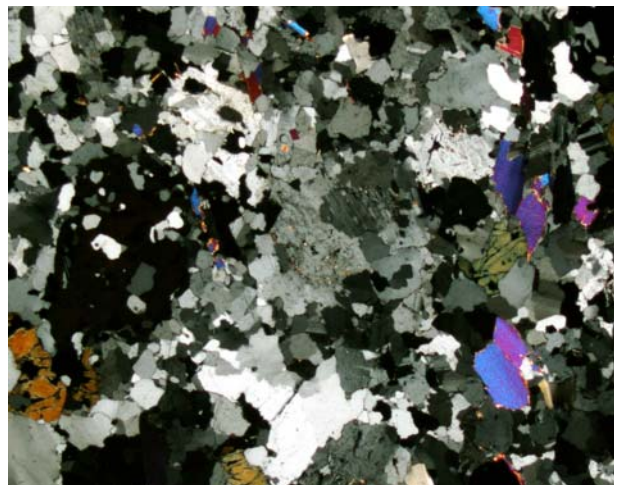


Figura 6.1.21. La imagen anterior en nícoles cruzados. Se distingue la textura aplítica y el intercrecimiento de los cristales esqueléticos de turmalina con cuarzo y feldespatos.

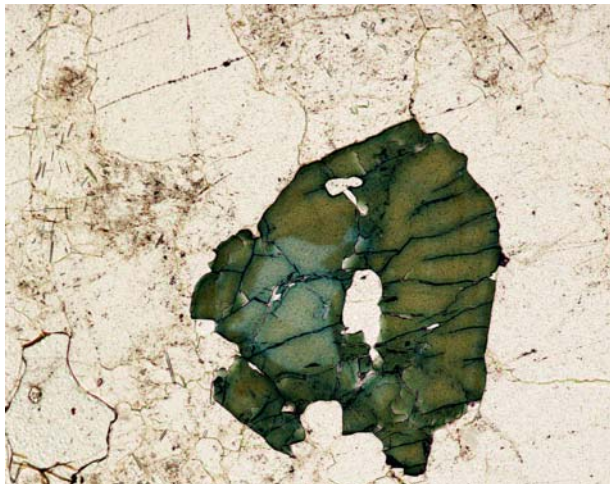


Figura 6.1.22. Detalle de uno de los cristales de turmalina de la imagen anterior, en que se aprecia zonación y vetas tardías de un azul muy oscuro. Sin analizador. Campo, 2,4 mm.

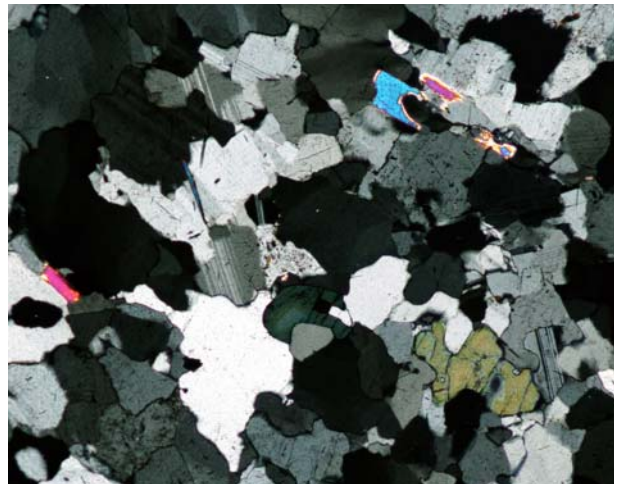


Figura 6.1.23. Otro detalle de la asociación de la muestra anterior, en nícoles cruzados. Se distingue cuarzo, plagioclasa, microclina, moscovita y turmalina. Campo, 5,8 mm.

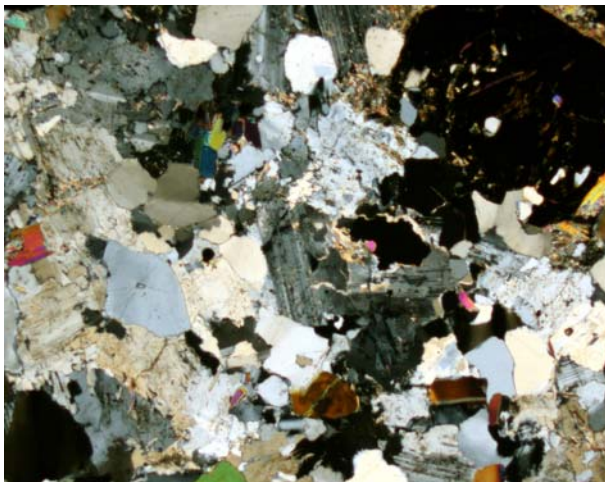


Figura 6.1.24. Otro detalle en nícoles cruzados de la textura, en otra muestra. Se distingue en la parte superior derecha un cristal de granate esquelético, extinguido. Campo, 11,6 mm.

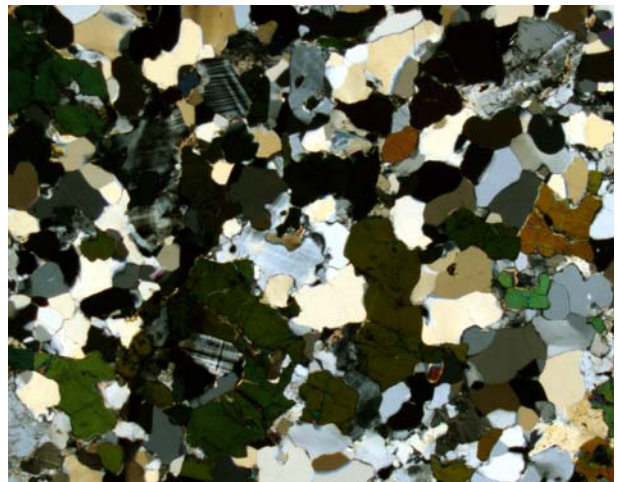


Figura 6.1.25. Otro detalle en nícoles cruzados, en otra muestra. Se aprecia el maclado en parrilla en la microclina, pero no perfitas. Campo, 11,6 mm.

Primera zona intermedia

La transición desde la zona de borde a la primera zona intermedia es neta, y viene marcada por un aumento significativo del tamaño de los cristales. Estos cristales crecen perpendicularmente a partir de esta zona en dirección hasta el centro de la pegmatita. El espesor de esta zona es muy variable dependiendo del tamaño de la pegmatita. En los diques más pequeños, de espesor decimétrico, esta unidad constituye casi el total de la pegmatita, pero en los diques más anchos su espesor puede alcanzar 3 -10 m.

Esta unidad está compuesta principalmente por feldespato potásico, cuarzo, y en menor medida, plagioclasa; los minerales accesorios más comunes son apatito, turmalina, moscovita, biotita y granate (figuras 6.1.26-6.1.34).

La textura de la unidad es en parte porfiroide, de manera que algunos cristales de feldespato potásico de mayor tamaño arrancan de la zona de pared y se dirigen hacia el centro, siendo envueltos por una matriz más granuda, de tamaño de grano milimétrico a centimétrico (véase figura 6.1.26). La mayor parte de minerales presentan crecimientos radiales dirigidos hacia el centro de la pegmatita (figura 6.1.27) o esqueléticos (6.1.28).

Cuarzo: es alotriomórfico, y ocupa normalmente posiciones intersticiales entre cristales de feldespatos, o forma intercrecimientos gráficos con el feldespato potásico. Se encuentra en proporciones cercanas al 30%.

Albita: por lo común es de grano fino y en muestra de mano es blanca. Aparece en cristales hipidiomórficos, de hábito tabular, muchas veces incluidos en feldespato potásico, y parcialmente corroídos por el mismo. Casi nunca se ve zonada, y presenta maclado polisintético según la ley de la albita. Es menos abundante que la microclina, y raramente alcanza el 20% del volumen de la unidad. Su grado de alteración es muy variable, pero casi nunca es muy avanzado, y se encuentra bastante fresca.

Microclina: en muestra de mano es de color grisclaro o rosado. Se encuentra en forma de cristales prismáticos de tamaño medio, de orden



Figura 6.1.26. Aspecto típico de la primera zona intermedia en pegmatitas de tipo II. Destacan sobre una matriz más fina algunos cristales mayores de microclina, así como un crecimiento arborescente de moscovita a su izquierda.

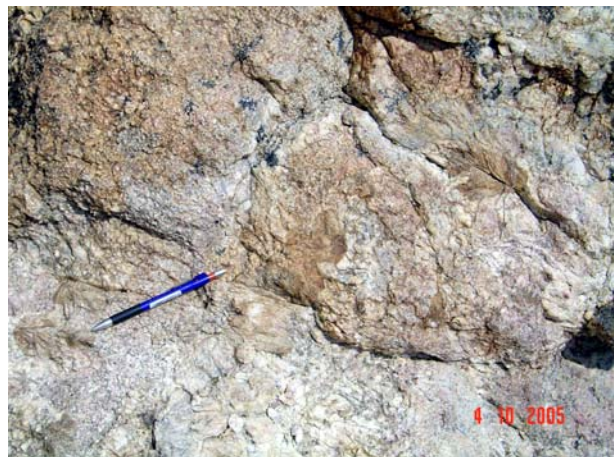


Figura 6.1.27. Agregados radiales de moscovita en la primera zona intermedia de las pegmatitas de tipo II. En la parte derecha de la imagen crecen hacia el centro de la pegmatita (centro de la imagen); en la parte izquierda es al revés.



Figura 6.1.28. Cristales de turmalina negra con intercrecimientos esqueléticos con cuarzo en su centro, como se aprecia tanto en las secciones basales (izquierda) como en las longitudinales (derecha).

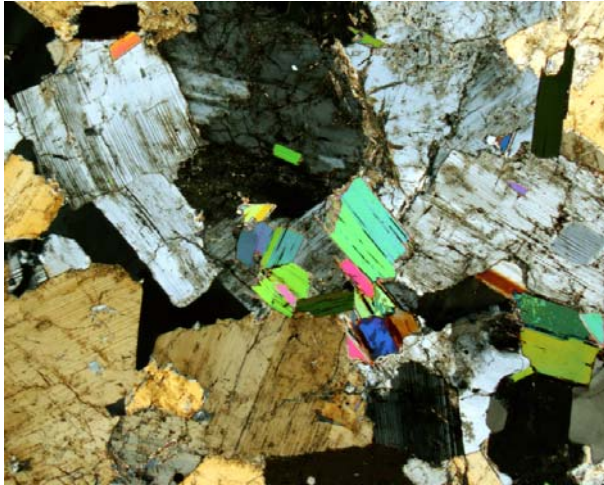


Figura 6.1.29. Cristales de albita, intercrecidos con moscovita y cuarzo, en la primera zona intermedia de una pegmatita de tipo II. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.



Figura 6.1.30. Cristales de microclina con intercrecimientos gráficos con cuarzo. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

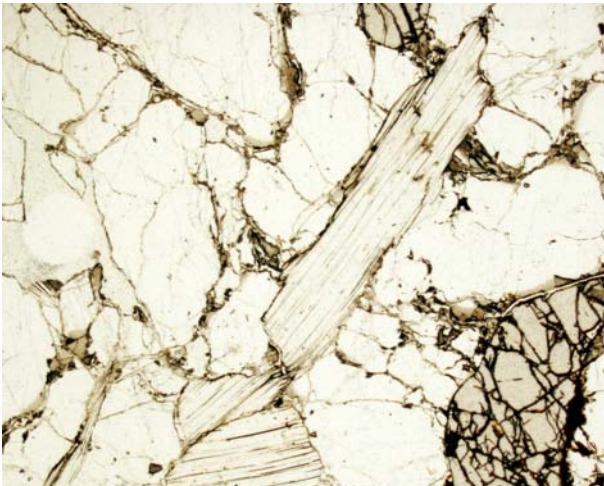


Figura 6.1.31. Cristales de moscovita y granate esquelético, asociados a cuarzo y albita. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

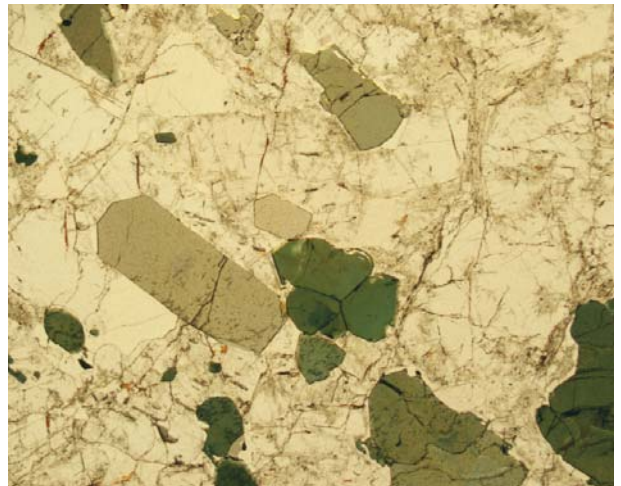


Figura 6.1.32. Cristales idiomórficos de turmalina, algunos levemente zonados, asociados a microclina y cuarzo. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

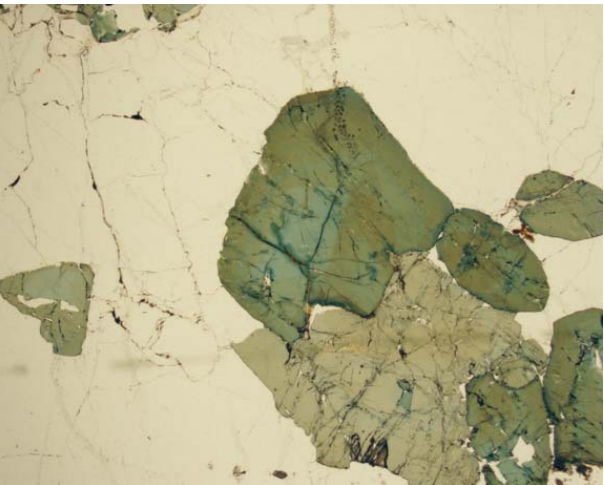


Figura 6.1.33. Cristal de turmalina con la típica zonación de azul a verde, con vetas azul oscuro más tardías. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

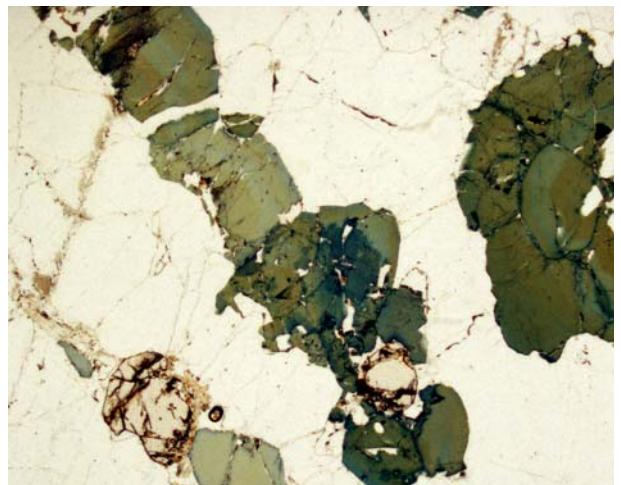


Figura 6.1.34. Cristales de turmalina zonada, con reemplazamientos irregulares por turmalina tardía. Completan la asociación granate, cuarzo y albita. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

centimétrico. Estos cristales se apoyan sobre la zona de pared, y crecen perpendicularmente en dirección al núcleo; en muchas ocasiones el material intersticial entre estos grandes cristales es de gran mucho más fino, y está compuesto de agregados de cuarzo y feldespatos. En esta unidad pueden darse intercrecimientos gráficos de cuarzo en microclina. La microclina es macropertítica (con pertitas en forma de vetas subparalelas) y presenta el típico maclado polisintético en parrilla. En esta zona puede llegar a ser dominante, alcanzando proporciones de hasta el 30-40%.

Biotita: es la mica menos abundante. En muestra de mano es de color negra, con pleocroismo en tons marrones en lámina delgada; se encuentra en forma de cristales tabulares hipidiomórficos de diámetro milimétrico y de muy poco grosor, aunque muchas veces forma placas de longitudes mayores, elongadas en forma de listón, que pueden alcanzar varios centímetros de longitud. Puede estar reemplazada epitácticamente por moscovita, además, en muchas ocasiones muestra evidencias de alteración acusada a clorita, traducidas en la aparición de un color dorado en muestra de mano, y verde pálido en lámina delgada. Puede llegar a constituir en algunas pegmatitas (en particular, en las más cercanas a los intrusivos leucograníticos) hasta el 5 % de la primera zona intermedia, pero generalmente su proporción es mucho menor.

Moscovita: es la mica dominante. En muestra de mano es de color ligeramente amarillento o blanco; se encuentra en forma de cristales tabulares hipidiomórficos de tamaño fino a medio, del orden de unos 4 centímetros aproximadamente. Puede alcanzar fácilmente el 5% de la unidad. Muy a menudo desarrolla agregados arborescentes de cristales, dispuestos de forma radial.

Turmalina negra: En esta unidad se encuentra en forma de cristales prismáticos, idiomórficos, de hábito prismático largo. Es muy frecuente, de todos modos, que estos cristales sean esqueléticos en su parte central, o en todo el conjunto, intercrecidos con cuarzo y feldespatos. Son de tamaño medio, de orden centimétrico, o con más de 4 centímetros. Como en la zona

anterior, se distingue un núcleo azulado y una periferia verde-olivácea, así como vetas tardías de coloración azul oscuro. La morfología de la zonación puede ser muy irregular.

Granate: se trata de granate aluminico; en muestra de mano es de color rojizo a rosado, y tiende a presentarse como cristales trapezoédricos idiomórficos, que pueden alcanzar los 4 cm de diámetro en esta unidad. Como en la zona de pared, acostumbra a ser esquelético y a presentar intercrecimientos con cuarzo y feldespatos. No se distingue zonación en muestra de mano o al microscopio, sólo con apoyo del microscopio electrónico de barrido, en modo de electrones retrodispersados se puede apreciar una ligera zonación en los bordes, que son ligeramente más oscuros al estar enriquecidos en Mn y empobrecidos en Fe. Las proporciones de este mineral en la primera zona intermedia son muy variables, desde muy pequeñas cantidades hasta el 2%, pero es frecuente que esté cuando menos presente.

Apatito: es raro en esta unidad, pudiendo encontrarse asociado a la matriz de feldespatos, granates y moscovita. El apatito es de color verde azulado y por lo general es idiomórfico, de hábito prismático corto, con una longitud máxima de 1 centímetro como mucho. En caso de estar presente, sus proporciones son inferiores al 1%.

Monacita: es muy escasa en esta zona, y sólo se ha identificado en una ocasión al microscopio electrónico, como granos vagamente tabulares asociados a cristales de apatito, con un tamaño de grano inferior a 50 micras.

Xenotima: es también muy escasa, y se ha encontrado sólo una vez en estas pegmatitas, en asociación con uraninita, como cristales prismáticos muy pequeños, de menos de 10 micras.

Uraninita: es muy escasa en esta zona, y se presenta asociada eventualmente a fosfatos de tierras raras. Sus cristales son muy pequeños e irregulares, de menos de 5 micras, y parecen haberse formado por reemplazamiento de estos fosfatos.

Segunda zona intermedia

La transición desde la primera zona intermedia a la segunda es progresiva, marcada por un significativo aumento del tamaño de los cristales, que en esta unidad alcanzan dimensiones métricas. Se trata, pues, de una zona con cristales con tamaño de bloque. El grosor de esta unidad varía desde 1 a 20 m.

Esta unidad conforma alrededor del 20-60% de la pegmatita en las pegmatitas de mayores dimensiones, mientras que en las más pequeñas, de dimensiones métricas, puede estar totalmente ausente.

La segunda zona intermedia está constituida principalmente por feldespato potásico y cuarzo; la albita se encuentra en proporciones más bajas. Como minerales accesorios se encuentra apatito azul, turmalina, moscovita, columbita-tantalita, granate y circón (figura 6.1.35-6.1.47).

Cuarzo: es alotriomórfico, y generalmente se encuentra en crecimientos gráficos con feldespato potásico. Puede alcanzar el 25-30%.

Albita: en muestra de mano es de color blanco, y en esta unidad se encuentra en forma de cristales prismáticos, hipidiomórficos, de tamaño de grano grueso, superior a 2 centímetros e inferior a 5 cm; estos cristales se encuentran muchas veces reemplazados por feldespato potásico. De todos modos, no es muy abundante, alcanzando raramente el 10%. De todos modos, cabe añadir a la albita precoz la albita tardía que forma parte de las perfitas en venas del feldespato potásico. Debe añadirse, también, una generación más tardía de albita que en unas pocas pegmatitas de este tipo reemplaza a los cristales de feldespato potásico, en lo que son las primeras señales de procesos de albitización subsolidus en este tipo de pegmatitas. En asociación con esta albita tardía es donde se localiza la escasa mineralización de elementos raros de estas pegmatitas.

Microclina: es el feldespato claramente dominante en esta zona. En muestra de mano es de color gris-claro o rosado; en esta unidad se



Figura 6.1.35. Cristales de turmalina desarrollándose desde la primera zona de borde hacia el interior de la segunda, constituida principalmente por feldespato potásico.

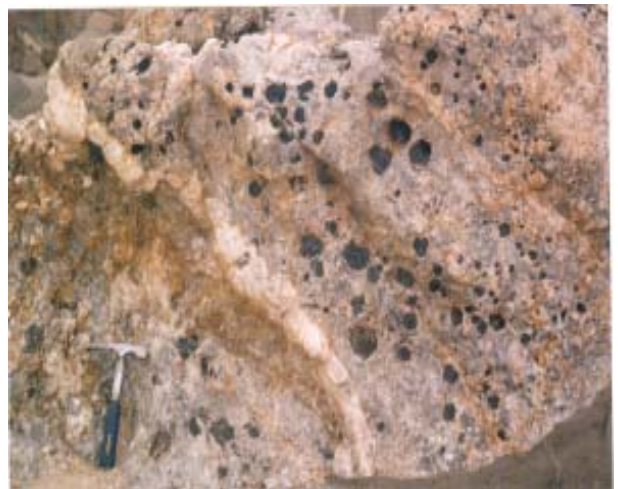


Figura 6.1.36. Cristales de turmalina de gran tamaño, intercrecidos con cuarzo y feldespato potásico.



Figura 6.1.37. Cristales de feldespato potásico de gran tamaño (rosa) intercrecidos con cuarzo (gris).



Figura 6.1.38. Cristales de feldespato potásico en crecimientos gráficos (blanco rosado) con cuarzo (gris).



Figura 6.1.39. Cristales de berilo de tamaño de bloques en el contacto de la segunda zona intermedia con el núcleo de cuarzo, en una pegmatita de la zona NW del campo.



Figura 6.1.40. Cristales de berilo y turmalina en segunda zona intermedia, cercanos al núcleo de cuarzo.



Figura 6.1.41. Detalle de la imagen anterior, con los cristales de berilo.



Figura 6.1.42. Cristales prismáticos de andalucita (rosa) en una pegmatita de tipo II del SE de la zona estudiada.



Figura 6.1.43. Cristales prismáticos de andalucita dispuestos de forma radia (con color rosa), cercanos al núcleo de una pegmatita de tipo II en el sur de la zona estudiada.

encuentra en forma de cristales hipidiomórficos, de hábito tabular o prismático grueso, de tamaño de grano grande (algunos centímetros) a gigante (varios metros). Estos cristales arrancan de la primera zona intermedia como cristales columnares, y quedan a veces envueltos de una matriz de composición granítica de grano grueso. La microclina de esta unidad típicamente presenta texturas gráficas con cuarzo, así como maclado en parrilla y macropertitas; las pertitas tienen morfología de venillas subparalelas o anastomosadas. La microclina puede presentar inclusiones de una generación precoz de cristales de plagioclasa. Por lo común, se encuentra en proporciones del orden de 50-60%.

Moscovita: es la mica más abundante. En muestra de mano es de color blanco a plateado; en esta unidad se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de hábito tabular. El tamaño de grano es grueso, de orden de 4 centímetros o más. No obstante, también es muy frecuente encontrarla en forma de grandes cristales esqueléticos de formas arborescentes, de longitud en el orden métrico, cuya raíz nace en el contacto con la primera zona intermedia y que se expanden perpendicularmente hacia el núcleo. También, en alguna ocasión se aprecian pequeños restos de biotita sustituida por la moscovita en el centro de estos crecimientos arborescentes. Puede alcanzar hasta el 5% en volumen de la unidad.

Turmalina: en muestra de mano es de color negro; en lámina delgada, presenta zonaciones a menudo complejas, pero que siguen el patrón ya definido en las zonas anteriores, con un núcleo verde-azulado con una envuelta de color verde-oliváceo; pueden existir finas vetas tardías de turmalinas de color azul oscuro. En esta unidad se encuentra en forma de cristales prismáticos idiomórficos, de tamaño de grano grueso, centimétrico o, a veces, de más de 10 centímetros. No obstante, como en las zonas anteriores, puede ser esquelética, especialmente en el centro de los cristales; en este caso, la zonación es muy compleja. La turmalina puede llegar a ser extremadamente abundante en estas unidades de estas pegmatitas, hasta el 10%.

Berilo: se encuentra justo en el contacto de la segunda zona y el núcleo de cuarzo, en forma de cristales prismáticos idiomórficos de tamaño de grano grueso, que a veces pueden superar los 10 centímetros. Es de color verde amarillento sucio (por tanto, de la variedad berilo común), no es translúcido y no tiene, por consiguiente, propiedades geomológicas. Sus proporciones son bajas, siempre inferiores al 1%.

Granate: es relativamente común en esta zona, pudiendo aparecer en cristales bastante grandes, a veces de más de 1 cm de diámetro. Casi siempre es hipidiomórfico, de forma trapezoédrica. En afloramiento acostumbra a estar bastante alterado. Como en otros casos, se encuentra levemente zonado, y la zonación sólo es apreciable mediante imagen de electrones retrodispersados.

Andalucita: es muy rara, pero apareció al menos en una pegmatita situada en la parte SE de la zona estudiada. Se la encuentra en forma de cristales idiomórficos de color rosa y de hábito prismático largo, dispuestos en forma radial, de hasta 4 cm de largo por 1 cm de ancho (figura). La mayor parte de los cristales de andalucita presentan reemplazamiento en sus márgenes por moscovita de grano fino (sericita).

Circón: es un mineral muy escaso en estas pegmatitas. En lámina delgada presenta coloraciones sucias, grisáceas, debido a metamictización. Se trata de cristales idiomórficos de hábito prismático, con acabamiento bipiramidal. Son de tamaño de grano fino, del orden de 70 micras. El circón presenta una clara zonación concéntrica, y está casi siempre isotropizado por metamictización, especialmente en el núcleo.

Grupo de la columbita: en muestra de mano estos minerales son muy difícilmente localizables debido a su pequeño tamaño de grano; al microscopio se presentan en rarísimos cristales tabulares, no exfoliables, de color negro. Se trata de cristales diminutos, de menos de micras 50 micras.

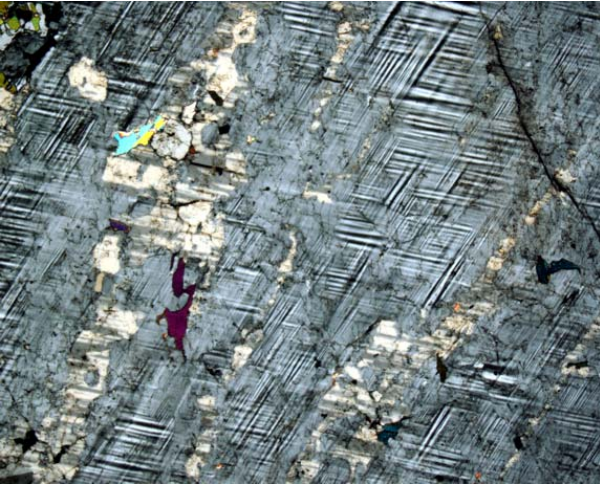


Figura 6.1.44. Cristal de microclina (con pertitas en venas) englobando cristales tabulares de albita precoz. Segunda zona intermedia, nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

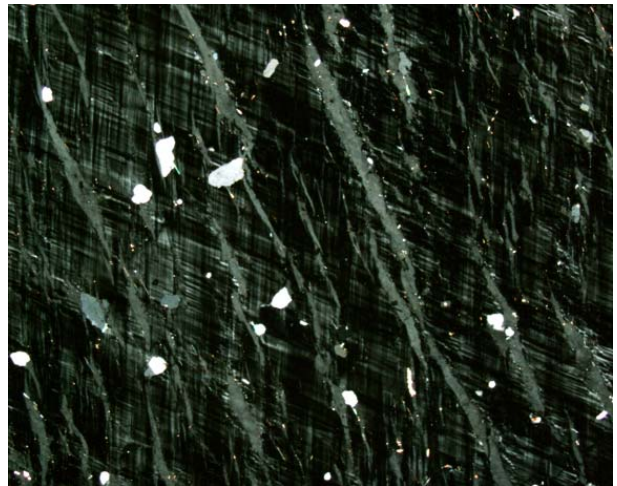


Figura 6.1.45. Cristales de microclina, con pertitas en venas, con intercrecimientos gráficos con cuarzo. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

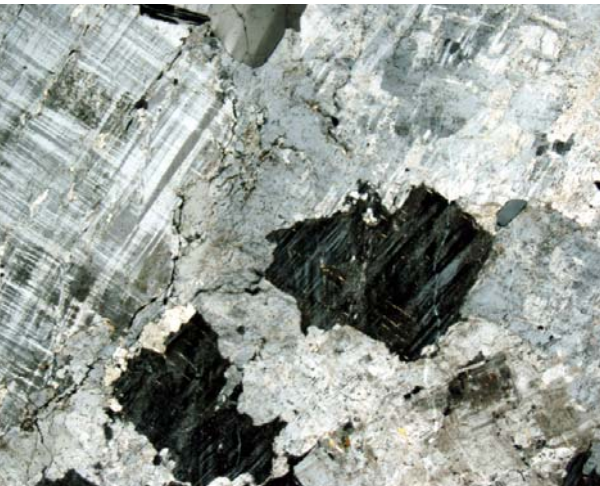


Figura 6.1.46. Cristales de microclina parcialmente reemplazados por placas de albita. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.



Figura 6.1.47. Cristales de microclina casi totalmente reemplazados por placas de albita. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

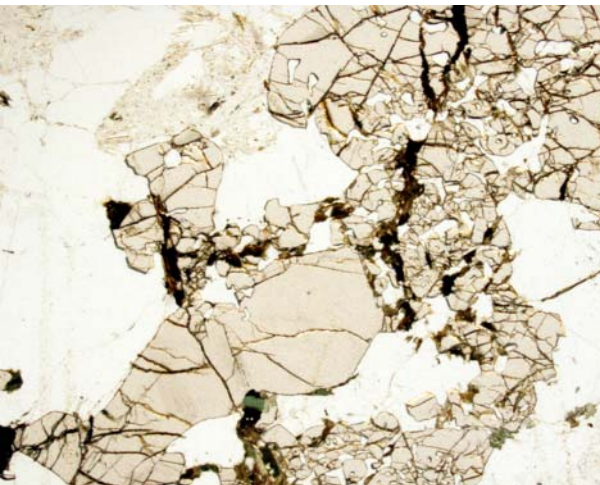


Figura 6.1.48. Cristal esquelético de granate, intercrecido con cuarzo, fracturado y parcialmente reemplazado por clorita (verde). Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

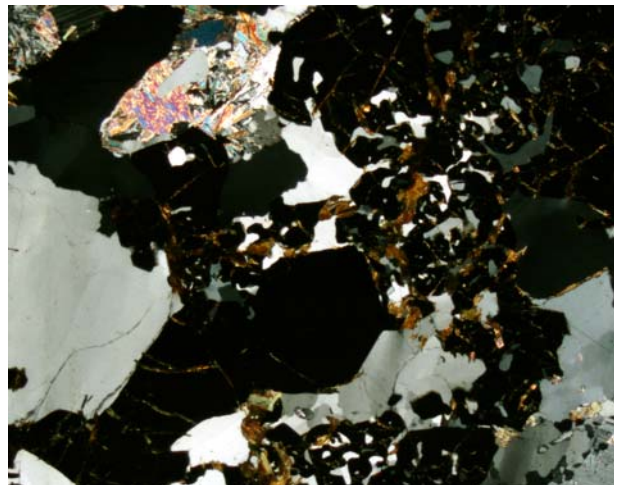


Figura 6.1.49. La imagen anterior en nícoles cruzados. El granate se ve totalmente extinguido.



Figura 6.1.50. Cristal de turmalina zonado, con el núcleo azul y la periferia verde oliváceo. Queda cortado por vetas de cuarzo; nótese la turmalina más tardía. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

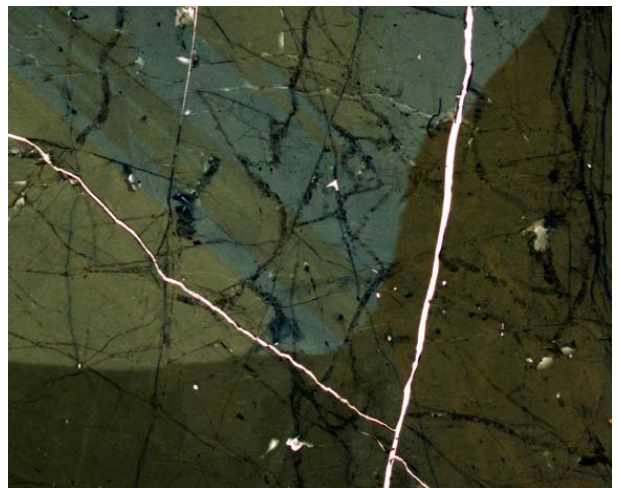


Figura 6.1.51. Cristales de turmalina zonados. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

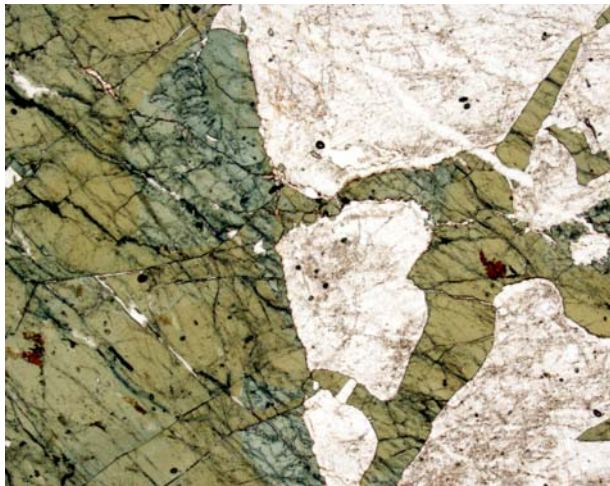


Figura 6.1.522. Cristales esqueléticos de turmalina zonados, con borde verdoso, intercrecidos con microclina. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

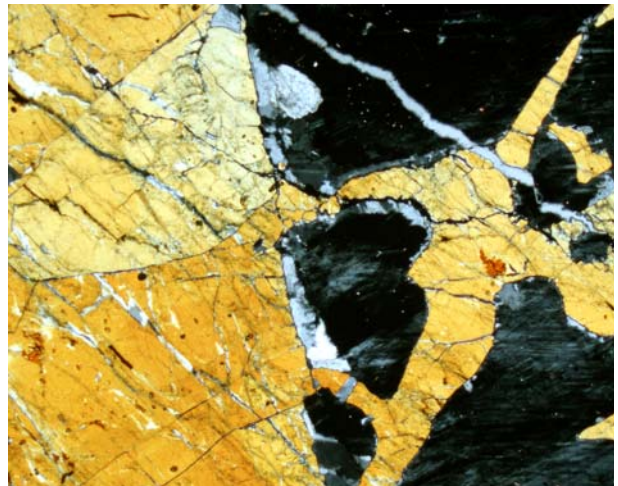


Figura 6.1.53. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

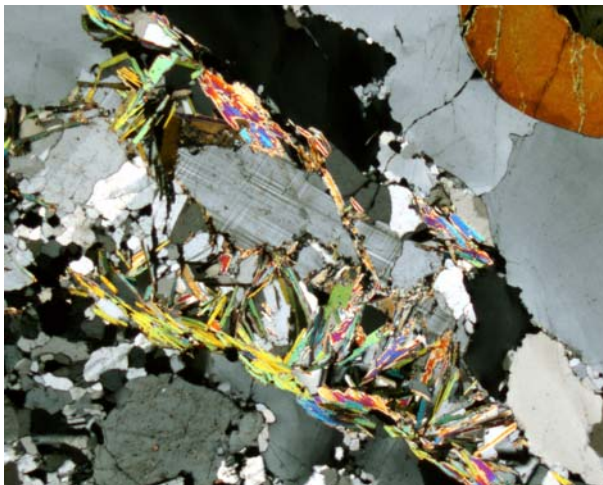


Figura 6.1.54. Contacto de reemplazamiento moscovítico de la albita. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

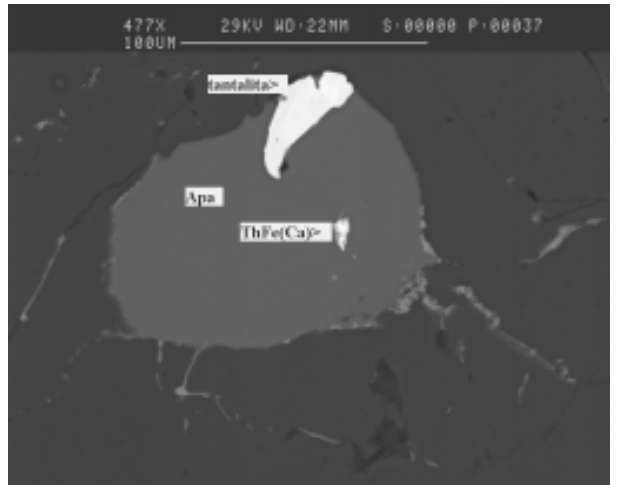


Figura 6.1.55. Cristal de columbita (Ta) intercrecido con apatito (apa) y posible thorianita. Imagen de SEM, modo de electrones retrodispersados.

Núcleo de cuarzo

Es la parte más interna de la pegmatita y constituye el 15% de la misma; y se compone exclusivamente de cuarzo lechoso; cabe recordar, no obstante, que es en el borde del núcleo donde se dan alguna de las cristalizaciones de berilo y de minerales de Nb-Ta dentro de la segunda zona intermedia.

6.1.3. SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN

La secuencia de cristalización en las pegmatitas de tipo II es muy sencilla (figura 6.1.56) y bastante afín a la que hemos propuesto para la formación de las pegmatitas de tipo I, con una serie de sucesiones pasivas de cristalización de cada zona, casi siempre sin procesos significativos de reemplazamiento subsólidos. De este modo, los cristales de las zonas sucesivas se apoyan sobre asociaciones minerales similares en cada zona anterior, siendo el tamaño de grano la característica más distintiva entre cada una de las zonas. Desde un punto de vista estructural, la distinción entre las pegmatitas de tipo I y tipo II es que en las de tipo II aparecen las zonas de borde y de pared, por interacción con el encajante.

Por consiguiente, las texturas observadas en las pegmatitas de tipo II indican una cristalización sucesiva de zonas, sin reemplazamiento de una zona por las siguientes. El orden de cristalización sería desde el borde de la pegmatita hacia el interior, si se asume que el núcleo es de formación posterior a las zonas intermedias.

En cada zona las cristalizaciones son generalmente simultáneas, como lo indican las texturas esqueléticas de muchos minerales, notablemente los intercrecimientos gráficos que se observan entre cuarzo y feldespatos (especialmente, en relación con los megacristales del feldespato potásico), así como eventualmente los crecimientos arborescentes de las micas. También la turmalina y el granate acostumbra a presentar texturas de tipo esquelético.

Los reemplazamientos de albita por feldespato potásico en las unidades intermedias, seguidas por la cristalización de nuevas generaciones de albita y feldespato potásico, abogan por una serie de pulsos de cristalización de feldespatos como mecanismo de formación de cada unidad. La cristalización de cada una de estas zonas representa un pulso de tipo cíclico, que se repite en la zona siguiente.

Minerales	Zona de borde	Zona de pared	Primera zona intermedia	Segunda zona intermedia	Núcleo	Minerales de crecimiento tardío
<i>Albita</i>			■	■		
<i>Microclina</i>			■	■		
<i>Cuarzo</i>					■	
<i>Moscovita</i>			■	■		—
<i>Biotita</i>			—	—		
<i>Turmalina</i>	■	■	■	■		
<i>Granate</i>			—	—		
<i>Apatito</i>						
<i>Berilo</i>				■		
<i>Circón</i>		—				
<i>Monacita</i>					—	
<i>Xenotima</i>					—	
<i>Columbita-tantalita</i>					—	
<i>Barita</i>						—

Figura 6.1.56. Secuencia general de cristalización en las pegmatitas de tipo II.

En la segunda zona intermedia, no obstante, se concentran los elementos raros, dando lugar a la cristalización generalizada de berilo, que puede alcanzar dimensiones gigantes, y de minerales del grupo de la columbita, que aparecen por primera vez en estas pegmatitas. Es interesante constatar que este incremento en elementos raros es paralelo al decrecimiento de minerales formados a partir de magmas menos evolucionados, como la biotita y el granate.

Los procesos de reemplazamiento subsolidus de los minerales primarios de cada zona son casi nulos, excepto en algunas pegmatitas algo más evolucionadas del grupo donde ya aparecen finas vetas albíticas y se dan pseudomorfosis de feldespato potásico por albita. Es importante señalar que es precisamente en estas pegmatitas, y en estas zonas parcialmente albitizadas, donde se ha encontrado los minerales del grupo de la columbita.

Además, como se ha visto, aparecen en algunas de estas pegmatitas cristales de moscovita con evidencias de formación subsolidus, reemplazando feldespatos. De este modo, los ligeros reemplazamientos que pueden observarse en los feldespatos, y que conllevan la neoformación de exiguas cantidades de filosilicatos de tipo sericita, pueden ser el testimonio de procesos subsolidus incipientes, debidos a la circulación de fluidos hidrotermales tardíos. No obstante, estos procesos no llegan a conformar auténticas unidades de reemplazamiento, puesto que se encuentran localizados casi siempre en bordes de grano o pequeñas discontinuidades y son de carácter muy incipiente.

A la hora de evaluar estos procesos subsolidus, cabe tener en cuenta la formación de minerales hidrotermales muy tardíos (como la barita, cuya génesis se discutió ya en las pegmatitas de tipo I, a las que nos remitimos) y meteóricos.

6.2. PEGMATITAS DE TIPO II: GEOQUÍMICA MINERAL

6.2.1. FELDESPATO POTÁSICO

Las pegmatitas de tipo II se encuentran distribuidas en la mayor parte del campo, siendo las más numerosas. Por ello, transicionan a otros tipos, por lo que hemos estimado conveniente, a efectos de su estudio interno, dividir las en grupos según su posicionamiento espacial en el campo. Estos grupos han sido numerados del 1 al 6.

Como se recordará, el feldespato potásico es uno de los minerales dominantes en estas pegmatitas, siendo sus cristales mucho más abundantes que los de la albita y que los de las plagioclasas, y estando además poco albitizado.

6.2.1.1. Elementos mayores

Los análisis químicos de elementos mayores realizados a escala del conjunto de un cristal en feldespato potásico de las pegmatitas de tipo II, mediante fluorescencia de rayos X, tabla 6.2.6a y (figura 6.2.1), muestran una variada proporción entre componente microclina y albita, que se extiende desde composiciones predominantemente potásicas hasta otras claramente albiticas.

Esta variación en la proporción de los álcalis puede deberse a la presencia de macropertitas albiticas en venas en los cristales de feldespato potásico, pero también puede ser debida a la presencia de inclusiones de cristales de albita dentro de los megacristales de feldespato potásico, como ya hemos descrito en el apartado de petrografía.

Naturalmente, las proporciones molares de componente cálcico son nulas en todos los casos.

Por lo demás, como puede apreciarse en la figura 6.2.1., la composición química global de los

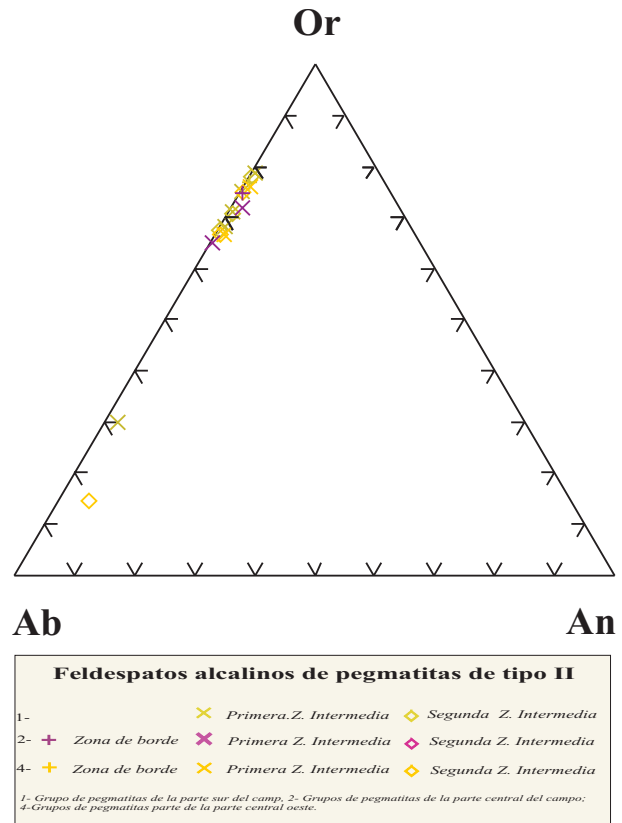


Figura 6.2.1. Composición química de los elementos mayores (normalizando a proporciones moleculares de albita, ortosa, anortita) en los cristales de feldespato alcalino de las pegmatitas de tipo II, en función de su situación en los diferentes grupos de las pegmatitas de tipo II, y en función de su posición en la estructura interna de la pegmatita. Estos análisis se obtuvieron por fluorescencia de rayos X, y representan la composición global de los cristales de feldespato alcalino. Las muestras de composiciones más albiticas pueden representar unidades parcialmente albitizadas o intercrecimientos con cristales de albita, generalmente incluidos dentro de los megacristales de feldespato potásico, y a menudo parcialmente reemplazados por los mismos.

crisales de feldespato potásico de la primera zona intermedia es la misma que la de los crisales de feldespato potásico de la segunda zona intermedia, para la mayor parte de los diferentes grupos de las pegmatitas de tipo II lo que sugiere que la composición del magma no cambió significativamente entre los pulsos de cristalización de cada una de estas unidades, o que las condiciones de cristalización en términos de presión y temperatura eran muy similares.

A escala puntual, se ha realizado también análisis con microsonda electrónica; los resultados se muestran en la tabla 6.2.6b y figura 6.2.2. La composición química de ambos tipos de poblaciones queda en este caso mucho más restringida a los términos más puros, siendo prácticamente idéntica para todas las zonas. Existe, no obstante, una ligera proporción molar de cada uno de los componentes en el otro, inferior al 10%.

Por otra parte, a nivel de un mismo cristal no se observan zonaciones ni dentro de los megacrisales de feldespato potásico ni dentro de los de albita.

6.2.1.1. Elementos trazas

En los crisales de feldespatos de las pegmatitas de tipo II queda marcado el diferente grado de evolución de cada grupo de pegmatitas, así como cambios geoquímicos significativos durante la cristalización de la pegmatita.

Rubidio

Uno de los clásicos indicadores geoquímicos es la relación K/Rb, ya que el Rb tiende a concentrarse en los estadios finales de cristalización de la pegmatitas (Èerny et al., 1985).

Esta ley se cumple en las pegmatitas de tipo II de Giraúl, pues en los feldespatos potásicos de la zona de borde de las pegmatitas de tipo II la relación K/Rb es elevada, del orden de 390, mientras que esta relación disminuye en los feldespatos de la segunda zona intermedia. Por consiguiente, el

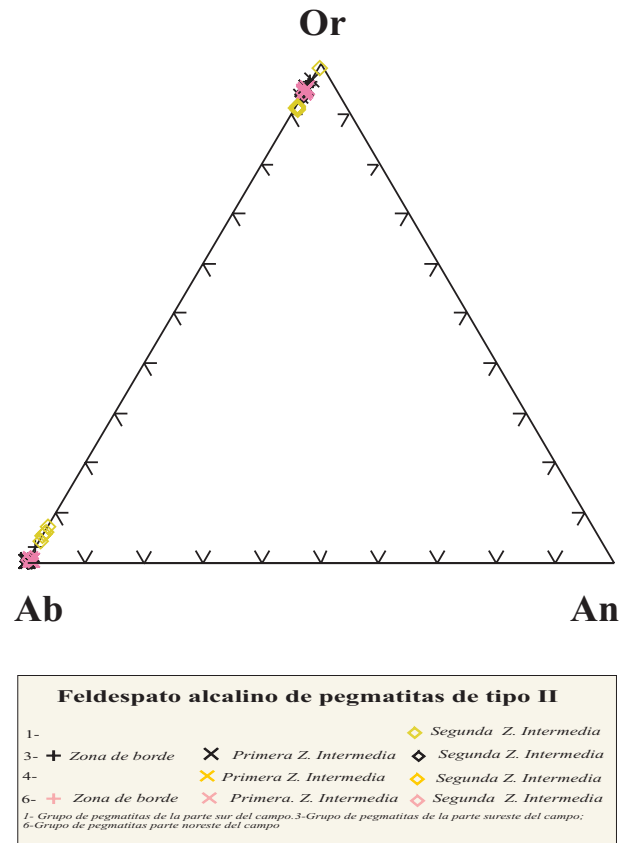


Figura 6.2.2. Composición química de los elementos mayores (normalizando a proporciones moleculares de albita, ortosa, anortita) en los crisales de feldespato alcalino de las pegmatitas de tipo II, en función de su situación en los diferentes grupos de las pegmatitas de tipo II, y en función de su posición en la estructura interna de la pegmatita. Son análisis químicos puntuales por microsonda electrónica.

contenido de Rb muestra una correlación negativa con respecto a la relación K/Rb. El contenido del Rb en todos los grupos analizados aumenta a menudo en un orden de magnitud desde la zona de borde hasta la segunda zona intermedia: en el grupo 1 de 256 a 2489 ppm); en el grupo 2 desde 383 a 914 ppm; en el grupo 3 de 278 a 819 ppm, en el grupo 4 desde 579 a 1297 ppm; en el grupo 5 de 464 a 746 ppm, y en el grupo 6 desde 341 a 834 ppm (véase tabla 6.2.6c de los anexos y figura 6.2.3).

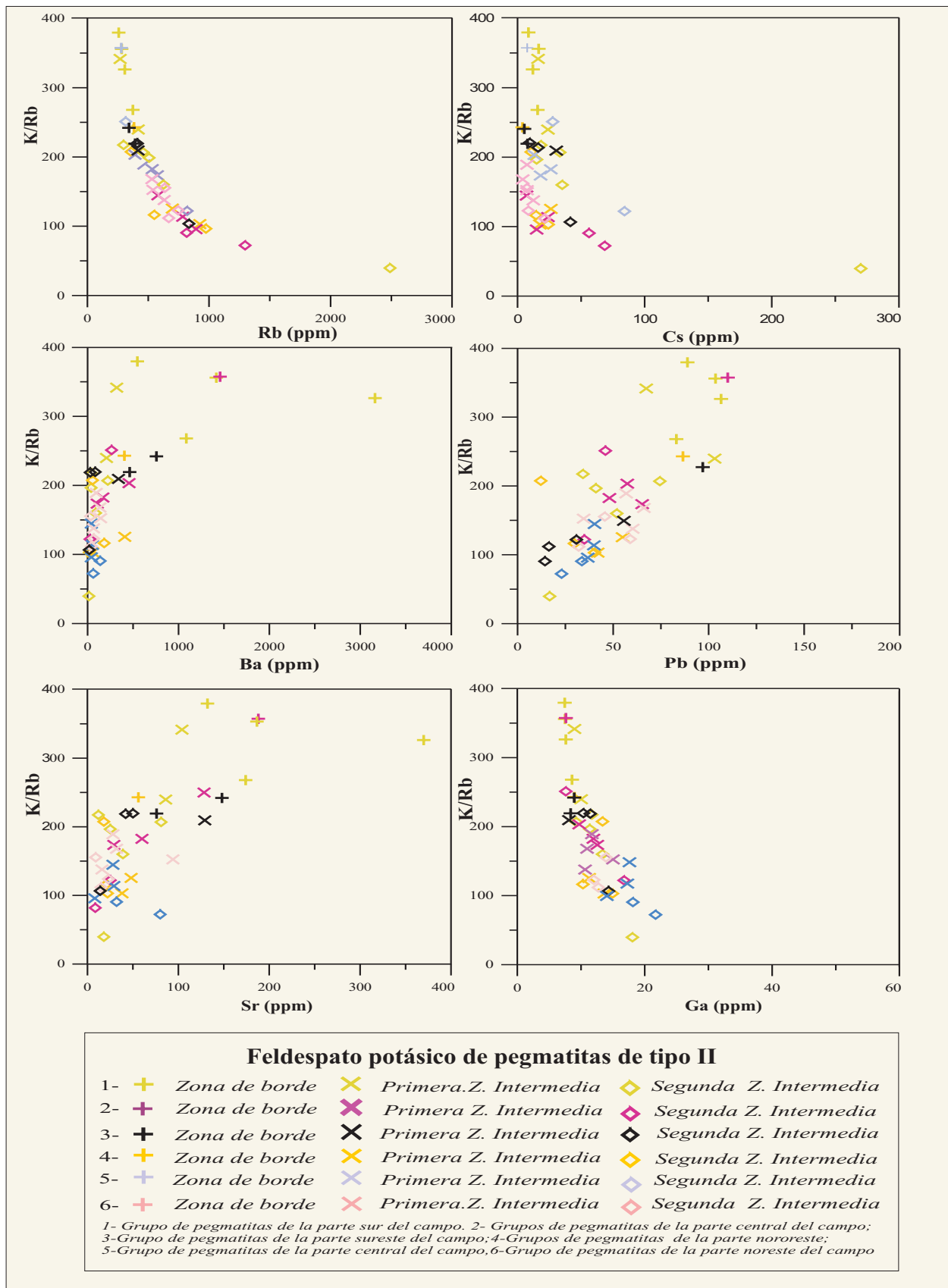


Figura 6.2.3. Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo II del campo de Giraúl, en función del grupo de pegmatitas muestreado y en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera y en la segunda zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

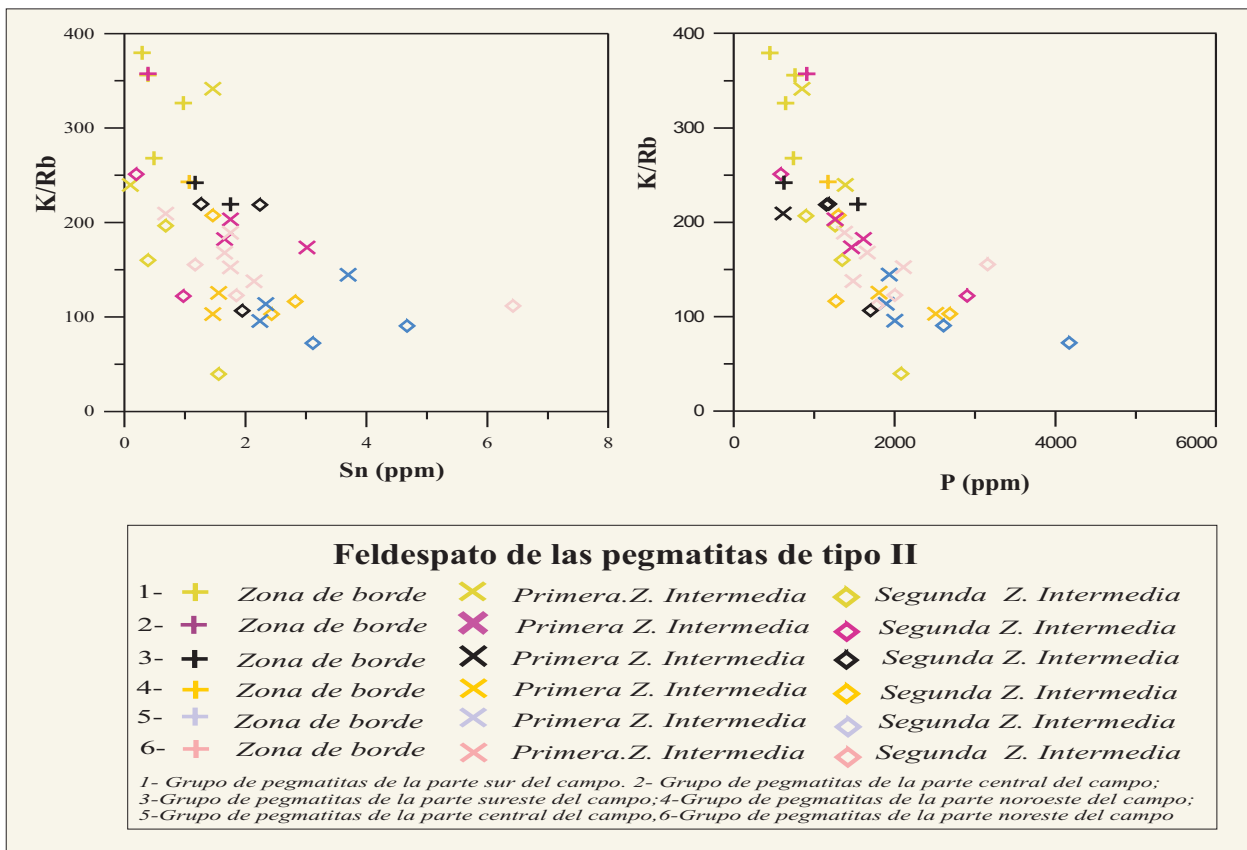


Figura 6.2.3 (cont.). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo II del campo de Giraúl, en función del grupo de pegmatitas muestreado y en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera y en la segunda zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

Cesio

El Cs es otro de los elementos clave a la hora de evaluar la evolución de un campo pegmatítico, o de una zona, pues aumenta hacia las partes más evolucionadas. En nuestro caso, este elemento exhibe una correlación negativa frente a la relación K/Rb, de manera que el contenido del Cs en todos los grupos de pegmatitas de tipo II aumenta progresivamente desde la zona de borde hasta la segunda zona intermedia, casi siempre en un orden de magnitud, como puede apreciarse en los siguientes grupos: grupo 1 desde 8 a 270 ppm; grupo 2 desde 4 a 26 ppm, grupo 3 desde 7 a 84 ppm; grupo 4 desde 7 a 69 ppm; grupo 5 desde 5 a 21 ppm; grupo 6 desde 5 a 42 ppm (véase tablas en los anexos analíticos

y figura 6.2.3). Por consiguiente, existen diferencias evolutivas entre los diferentes grupos de pegmatitas, aunque todas ellas son bastante pobres en Cs y, por tanto, poco evolucionadas.

Bario

El Ba es un elemento que en los campos pegmatíticos mundiales tiende a concentrarse en los términos menos evolucionados.

En nuestro caso, el Ba tiene una correlación positiva con respecto a la relación K/Rb, de manera que el contenido del Ba en los grupos de pegmatitas de tipo II se concentra fundamentalmente, como cabe esperar, en las unidades más primitivas. Así,

el contenido mas elevado del Ba corresponde a la zona de borde y en menor medida la primera zona intermedia, disminuyendo hasta dos órdenes de magnitud, como puede apreciarse en los diferentes grupos: en el grupo 1 desde 3163 a 14 ppm; en el grupo 2 desde 408 a 19 ppm, grupo 3 desde 1457 a 26 ppm; grupo 4 desde 137 a 40 ppm; grupo 5 desde 142 a 33 ppm; grupo 6 desde 757 a 17 ppm (véase tablas de los anexos analíticos y figura 6.2.3).

Plomo

El Pb, como el Ba, tiende a concentrarse también en los magmas menos evolucionados.

En el caso de las pegmatitas de tipo II de Giraúl, el Pb exhibe una correlación positiva frente a la relación K/Rb. De este modo, el contenido de Pb muestra una tendencia inversa a la evolución en los grupos de pegmatitas de tipo II, marcada mayores contenidos en la zona de borde que decrecen de la primera a la segunda zona intermedia, como puede apreciarse en los diferentes grupos: grupo 1 desde 106 a 17 ppm; grupo 2 de 87 a 12 ppm; grupo 3 desde 110 a 35 ppm; grupo 4 de 40 a 23 ppm; grupo 5 desde 66 a 32 ppm; grupo 6 de 175 a 54 ppm (véase tablas de los anexos analíticos y figura 6.2.3).

Estroncio

El Sr, como el Ba y el Pb, tiende a concentrarse también en los magmas menos evolucionados.

En el caso que nos ocupa, como puede apreciarse en la figura 6.2.3 el Sr muestra una correlación positiva frente a la relación K/Rb, teniendo un comportamiento inverso al grado de fraccionamiento de la pegmatita. Esta variación se da entre grupos de pegmatitas pero también dentro de una pegmatita dada, marcada por mayores contenidos en la zona de borde y menores progresivamente hacia las zonas intermedias más jóvenes, variando en el rango de un orden de magnitud: grupo 1 desde 370 a 12 ppm; grupo 2 desde 56 a 18 ppm,

grupo 3 desde 188 a 25 ppm; grupo 4 desde 80 a 8 ppm; grupo 5 desde 94 a 9 ppm; grupo 6 desde 148 a 14 ppm (véase tablas de los anexos analíticos y figura 6.2.3).

Galio

El Ga tiende a aumentar con el grado de fraccionamiento, ley que se cumple, aunque sólo levemente, en las pegmatitas de tipo II, pues presenta una correlación negativa frente a la relación K/Rb. De este modo, el contenido de Ga en los grupos de pegmatitas de tipo II aumenta desde la zona de borde hasta la segunda zona intermedia: grupo 1 de 8 a 13 ppm; grupo 2 desde 9 a 13 ppm, grupo 3 desde 8 a 817 ppm; grupo 4 desde 14 a 22 ppm; grupo 5 desde 11 a 14 ppm; grupo 6 desde 8 a 14 ppm (véase tablas de los anexos analíticos y figura 6.2.3).

Estaño

El Sn debe enriquecerse en los magmas más fraccionados. En nuestro caso, exhibe una correlación negativa con respecto a la relación K/Rb. El contenido del Sn en los grupos de pegmatitas de tipo II aumenta principalmente en las unidades más evolucionadas, desde la zona de borde hasta la segunda zona intermedia: grupo 1 desde 300 a 1600 ppb; grupo 2 de 1100 a 2900 ppb, grupo 3 desde 200 a 3000 ppb); grupo 4 desde 2300 a 4800 ppb; grupo 5 desde 1700 a 6600 ppb; (6) desde 1200 a 2300 ppb (véase tablas de los anexos analíticos y figura 6.2.3).

Fósforo

El P muestra una correlación negativa frente a la relación K/Rb, aumentando con la evolución de la pegmatita, desde la zona de borde hasta la segunda zona intermedia : grupo 1 desde 8-13,37 ppm; grupo (2) desde 8,97 a 13,36ppm, grupo (3) de (7,6-816,75 ppm; grupo (4) desde 13,59-21,7ppm ; grupo (5) de 10,63,7-13,92ppm; grupo (6) desde 8,15-14,31ppm, tabla2.1 y Fig: 2.2f.

6.2.2. PLAGIOCLASA

La plagioclasa presente en las pegmatitas de tipo II es fundamentalmente de composición albítica, como se aprecia en las tablas del anexo. No obstante, en algunas pegmatitas del campo se han encontrado cristales de composición mucho más cálcica, llegándose a tener cristales de oligoclasa e, incluso, andesina. Estas altas concentraciones de Ca se dan en las zonas intermedias, lo que evidenciaría el bajo grado de evolución de estas pegmatitas. Los contenidos más altos de Ca se dan en el grupo 4 de pegmatitas (véase tablas de los anexos y figura 6.2.4).

Por otra parte, los cristales de albita de las pegmatitas de tipo II (grupos 3 y 6) exhiben bajas concentraciones de elementos traza indicadores del grado de evolución, como P, Rb, Cs o Sn, mientras que presentan ligeros enriquecimientos en Ba, Sr y Pb.

Finalmente, la plagioclasa del grupo 4 muestra todavía más bajas concentraciones de elementos trazas de tipo HFSE, P o LILE, en comparación con los feldespatos potásicos del mismo grupo de pegmatitas, como puede verse en las tablas de los anexos. Estos feldespatos, en cambio, concentran aquellos elementos típicos de menor grado de evolución y más afines al calcio, como el Sr.

6.2.3. MOSCOVITA

La moscovita es la mica dominante en estas pegmatitas, habiéndose realizado análisis químico con FRX, ICP-MS y puntual con EMP.

6.2.3.1. Elementos mayores

Todos los cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo II se representan en el campo de la moscovita, en el diagrama R2-R3-Fe de Tindle y Webb (1990) de la figura 6.2.5. Como puede apreciarse, este diagrama pone de manifiesto un ligerío enriquecimiento en litio desde las zonas de borde hasta la segunda zona intermedia; en cambio, con el componente siderofilita pasa exactamente lo contrario, pues el mineral se empobrece en Fe²⁺. Las proporciones de celadonita y paragonita son también bajas y relativamente constantes entre las zonas (figura 6.2.6).

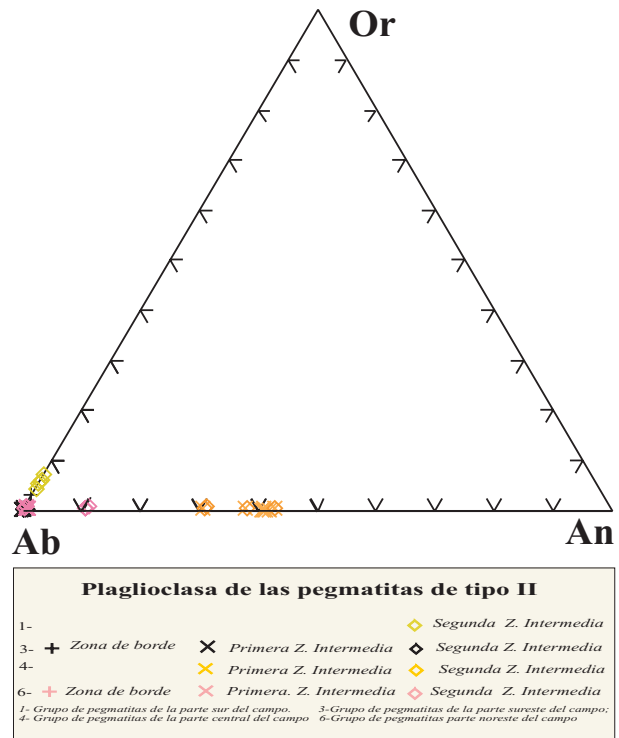


Figura 6.2.4. Proporciones moleculares de albita, ortosa, anortita en plagioclasa de pegmatitas tipo II, según su situación en los grupos y su posición en la estructura interna. Análisis con EMP.

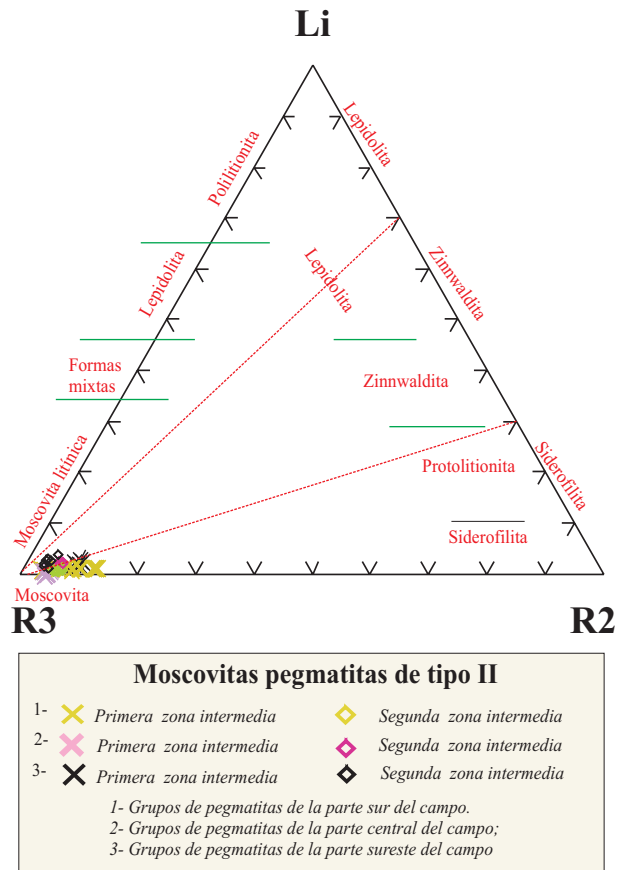


Figura 6.2.5. Representación de los análisis químicos de moscovita de las pegmatitas de tipo II en el diagrama R2-R3-Li de Foster (1960), modificado por Tindle y Webb (1990).

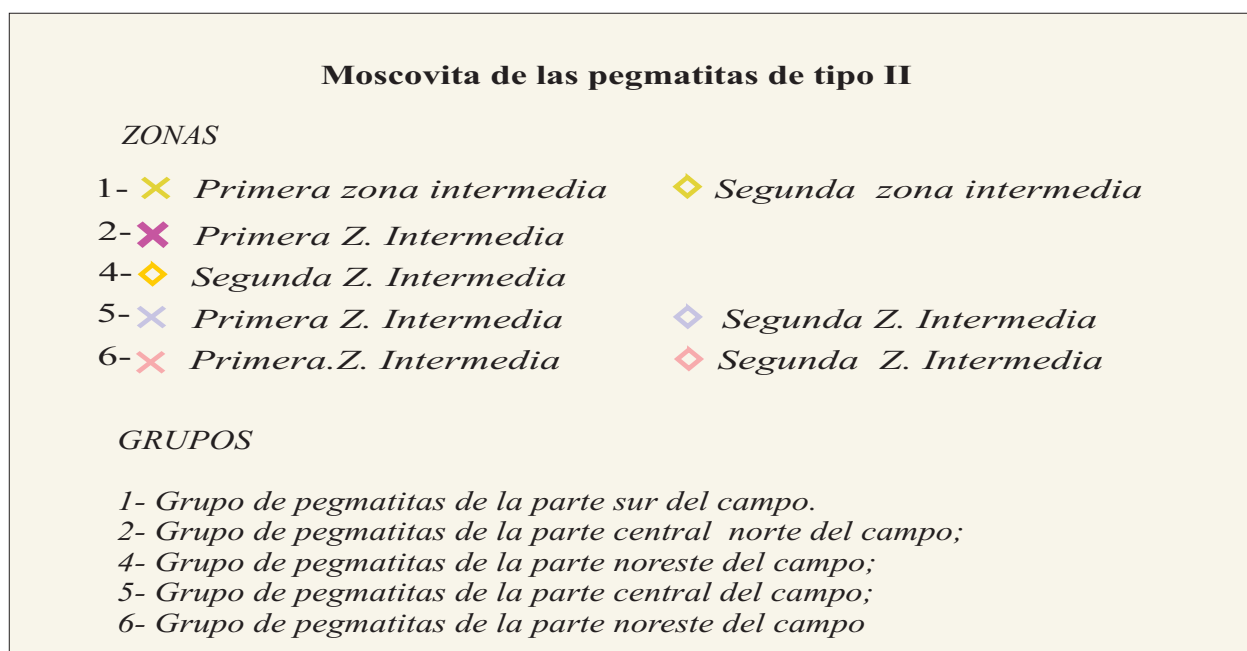
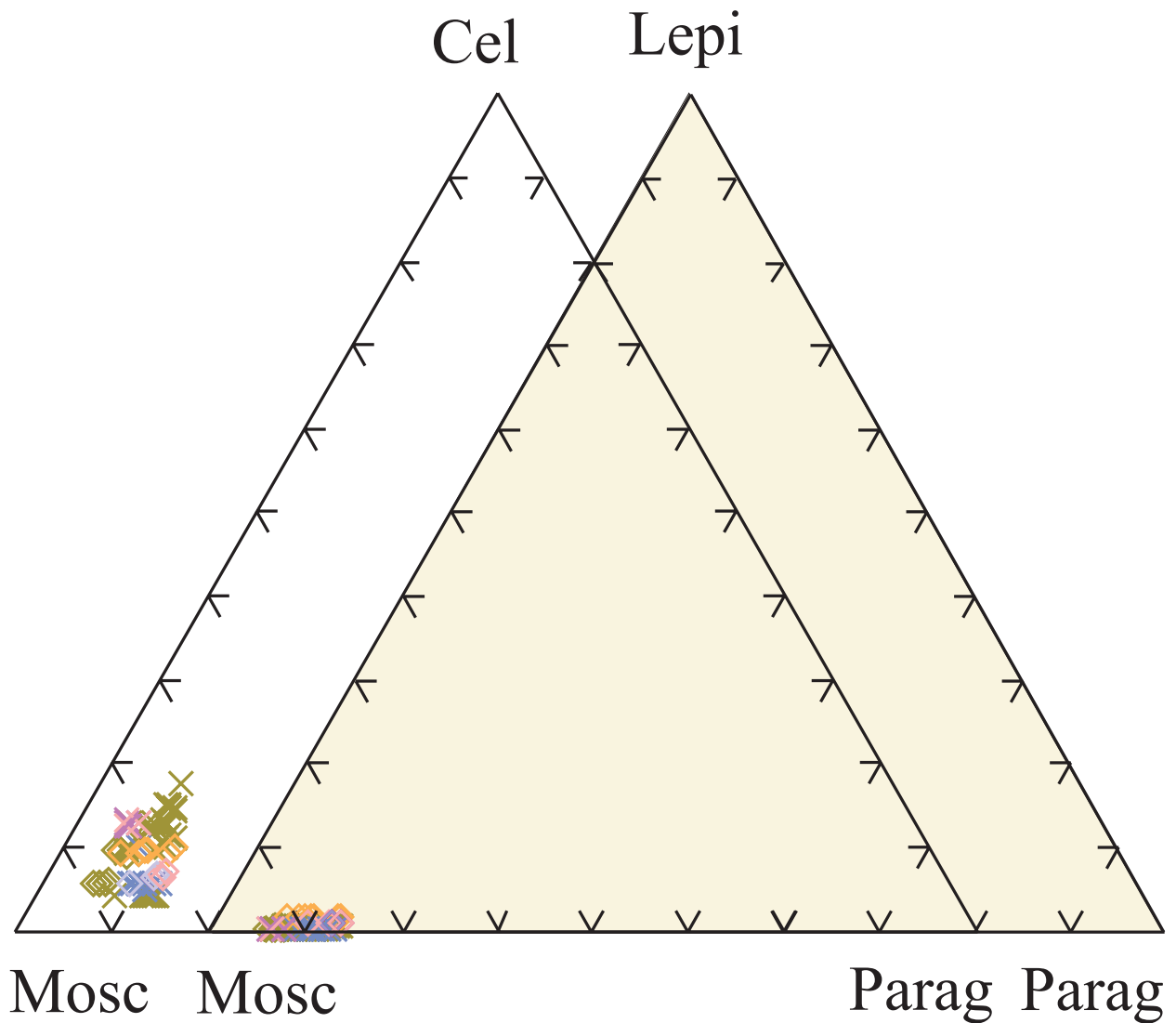


Figura 6.2.6. Representación gráfica de las composiciones de las micas blancas de las pegmatitas de tipo II del campo de Giraúl en función de las proporciones molares de paragonita, moscovita, celadonita y lepidolita, en función de la estructura interna y del grupo de pegmatitas muestreado.

6.2.3.2. Elementos traza

La composición química de elementos traza de moscovita de las pegmatitas de tipo II varía tanto en función del grupo analizado como en función de la zona de la pegmatita muestreada.

Litio

El comportamiento del Li es muy errático, puesto que puede presentar valores similares en las diferentes zonas intermediaas, pero bastante diferentes entre grupos de pegmatitas. En cualquier caso, los valores son bajos: varía entre 51 y 188 ppm (véase figura 6.2.7 y tablas de los anexos analíticos). Los valores más bajos de Li corresponden a cristales de moscovita de la primera zona intermedia en los grupos de pegmatitas analizados.

Rubidio

El contenido de Rb de los cristales de moscovita es en estas pegmatitas un buen indicador del grado de fraccionamiento del magma, aumentando su contenido de forma progresiva desde las primeras zonas más externas de la pegmatita hacia las más internas o tardías. Los valores de Rb pueden llegar a variar en un orden de magnitud (desde 263 a 1235 ppm), aspecto que ya indica un cierto grado de evolución de estas pegmatitas en relación con los granitoides parentales.

Por otra parte, como puede observarse comparando las gráficas de la concentración de Rb en feldespatos y moscovita, en ambos casos las proporciones son comparables entre uno y otro mineral.

Cesio

La correlación del Cs con la relación K/Rb es positiva, marcada por el decrecimiento de la relación con el aumento del Cs, desde la primera zona intermedia hasta la segunda zona intermedia de los tres grupos de pegmatitas. Los contenidos de Cs varían en un orden de magnitud, si bien en

menores proporciones que en caso del Rb, desde 7 a 127 ppm (véase figura 6.2.7 y tablas de los anexos analíticos).

Galio

El comportamiento del Ga frente a la relación K/Rb muestra una correlación negativa poco pronunciada, que indica no obstante una tendencia hacia una mayor concentración de Ga en las unidades más tardías. La variación se da en sólo un orden de magnitud, aunque es bastante significativa, entre 75 y 123 ppm (véase figura 6.2.7 y tablas de los anexos analíticos).

Bario

La correlación del Ba con la relación K/Rb es positiva, disminuyendo los valores del Ba desde la primera zona intermedia (unas 380 ppm) hasta la segunda zona intermedia (sólo 6 ppm), como puede apreciarse en la figura 6.2.7 y en las tablas de los anexos analíticos. Como se recordará, el Ba tiende a fraccionarse hacia los medios menos evolucionados.

Zinc

Entre el Zn y la relación K/Rb hay una correlación negativa. Los valores de Zn crecen en un orden de magnitud desde la primera zona intermedia hasta la segunda zona intermedia, aunque poco marcada en estas pegmatitas (entre unas 40 y unas 120 ppm; véase figura 6.2.7 y tablas de los anexos analíticos).

Estaño

La correlación del con el Rb es positiva, de manera que se incrementa en un orden de magnitud desde las primeras unidades a las más tardías. En este caso, varía desde las 24 en la primera zona intermedia a las 281 ppm de la segunda zona intermedia (véase figura 6.2.7 y tablas de los anexos analíticos).

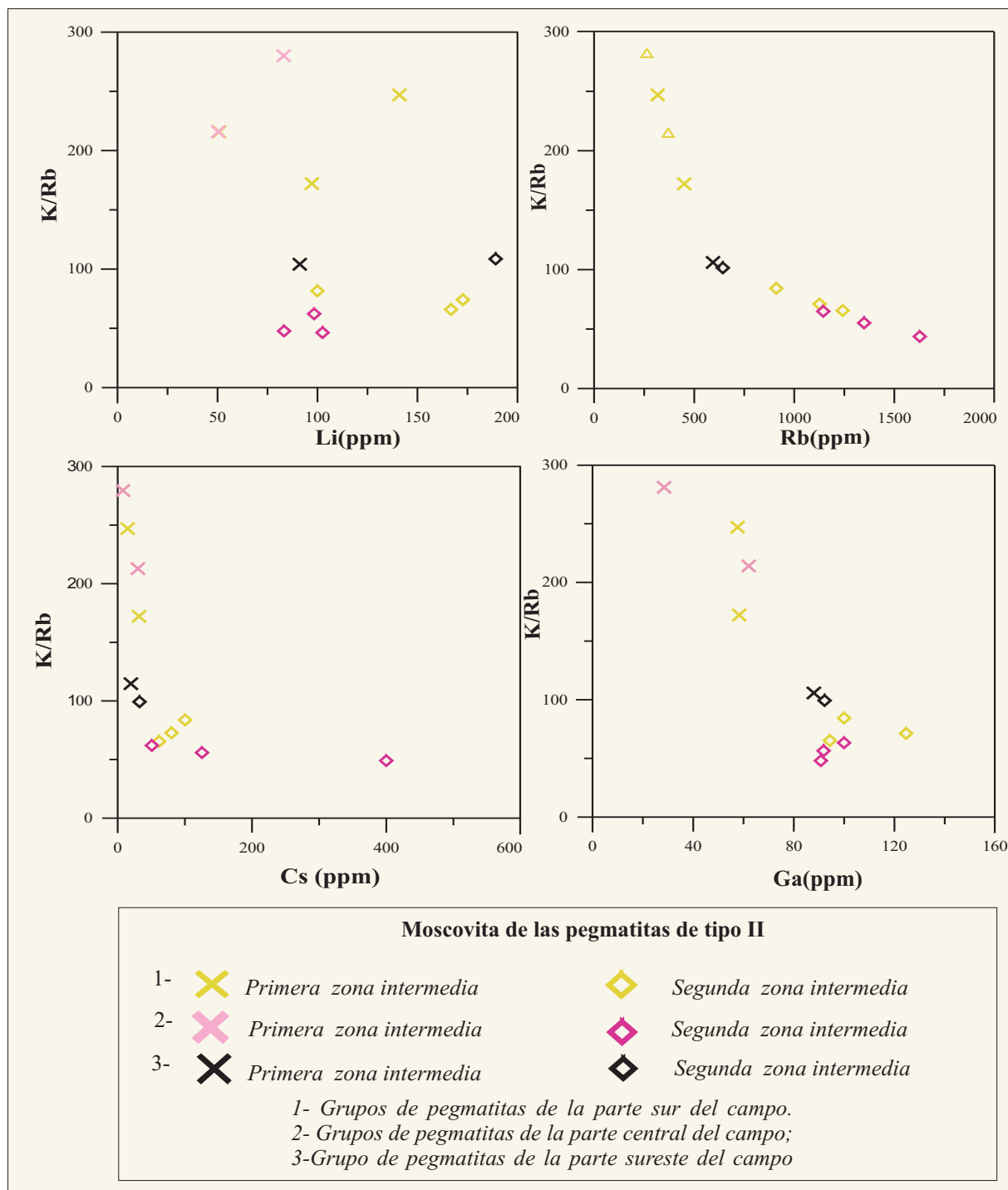


Figura 6.2.7. Representación de las composiciones de elementos traza significativos en moscovita de pegmatitas de tipo II del campo de Giraúl, en función del grupo de pegmatitas y de la parte de la estructura interna (borde, primera y segunda zonas intermedias). Análisis mediante FRX, ICP-MS e INAA.

Fósforo

El comportamiento del P frente a la relación K/Rb es bastante errático (véase figura 6.2.7 y tablas de los anexos analíticos), aunque tiende a aumentar ligeramente (dentro del mismo orden de magnitud) desde las

unidades más precoces de una pegmatita hacia la segunda zona intermedia de la misma pegmatita.

Por otra parte, en el caso de la moscovita, la sustitución de tipo berlinítico no es tan alta como la que se da en los feldespatos de las mismas pegmatitas de tipo II, puesto que los

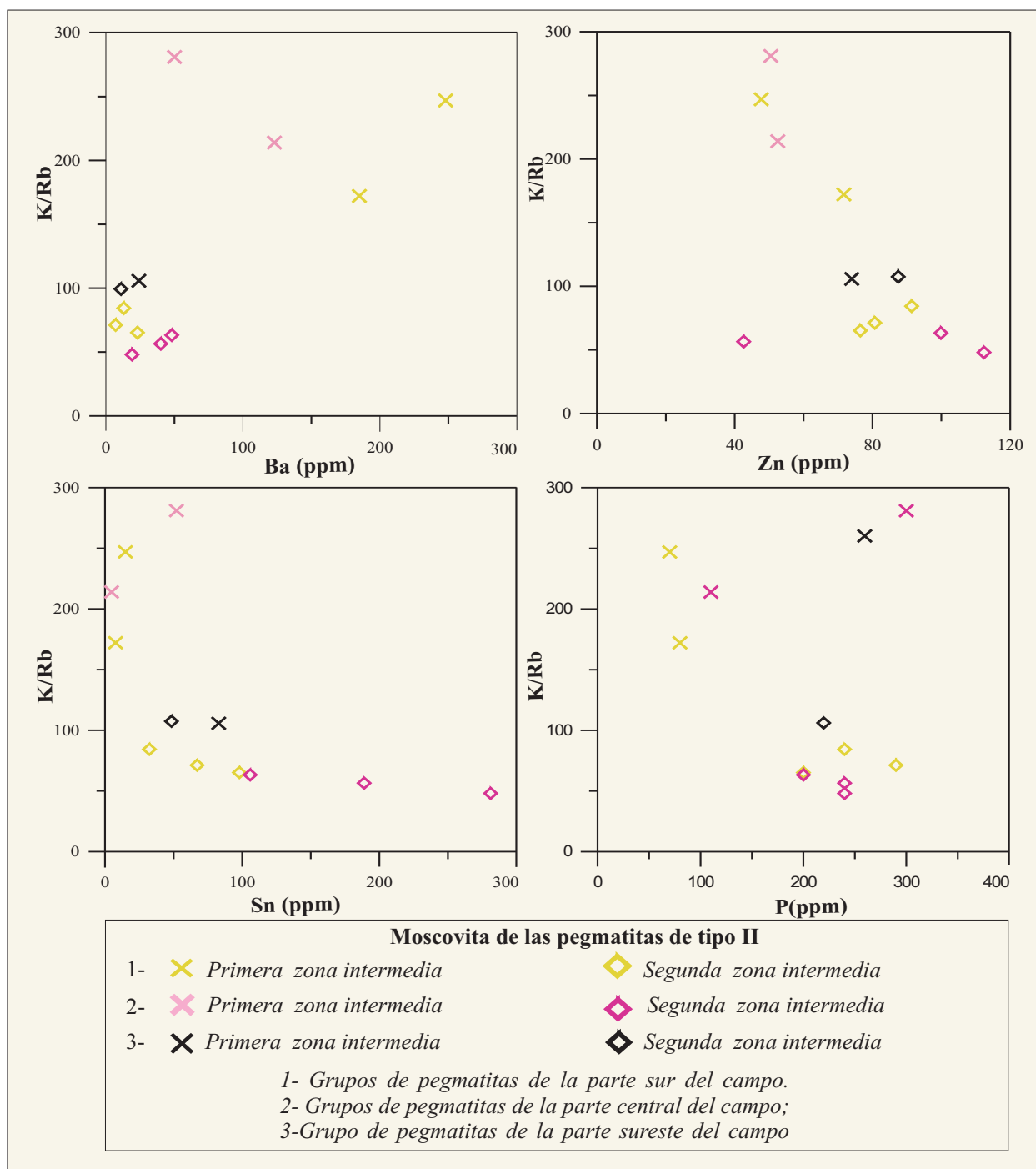


Figura 6.2.7 (cont.). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en moscovita de pegmatitas de tipo II del campo de Giraúl, en función del grupo de pegmatitas y de la parte de la estructura interna (borde, primera y segunda zonas intermedias). Análisis mediante FRX, ICP-MS e INAA.

valores de P en los cristales de moscovita nunca alcanzan magnitudes en el orden del %. De este modo, en las primeras zonas intermedias se dan valores cercanos a las 100 ppm, mientras que estos valores aumentan hasta unas 300 ppm en las segundas zonas intermedias.

No obstante, como puede verse en la figura 6.2.7 y en las tablas de los anexos analíticos, en las primeras zonas intermedias pueden darse valores también altos, por lo que no puede deducirse una ley sobre el comportamiento de este elementos en las micas.

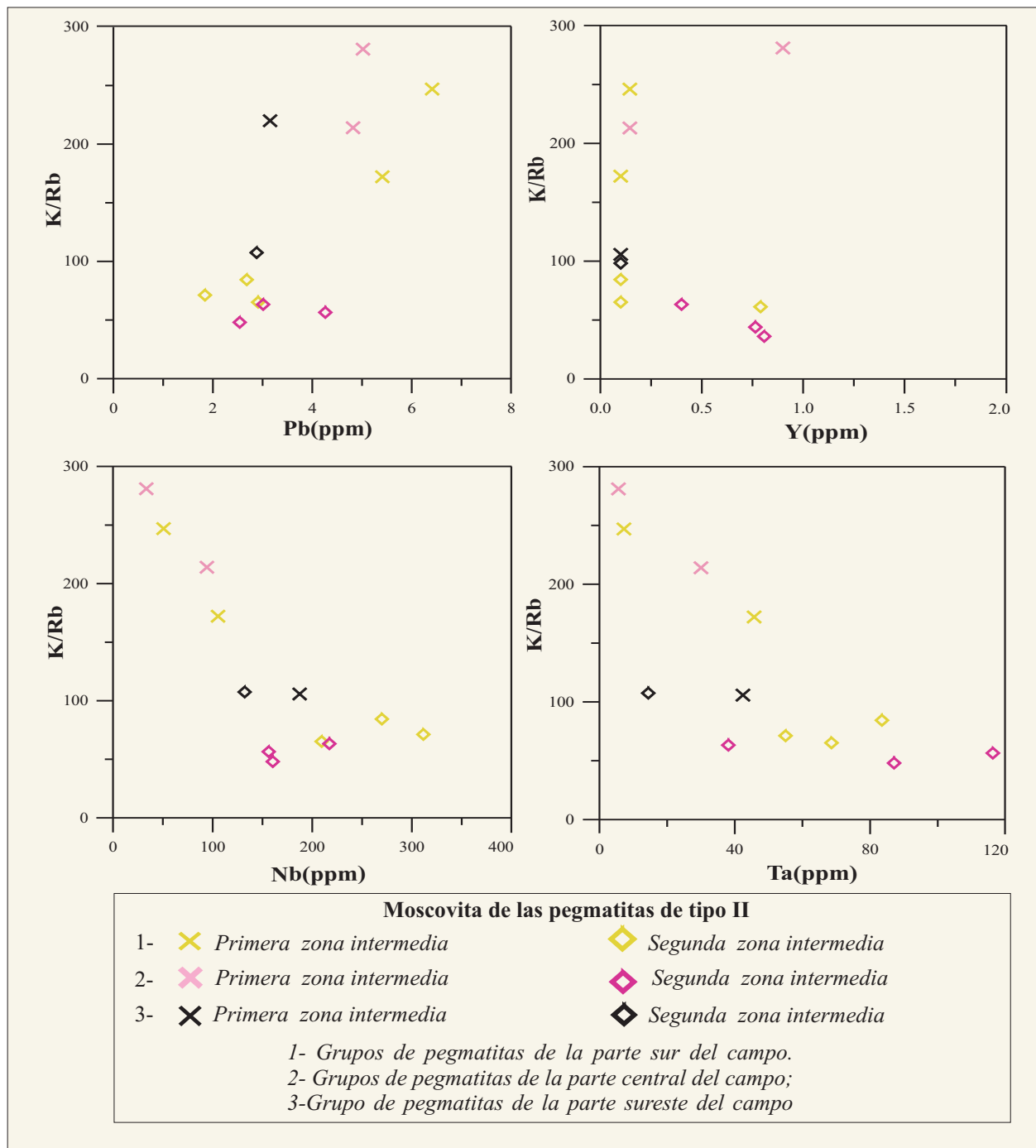


Figura 6.2.7 (cont.). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en moscovita de pegmatitas de tipo II del campo de Giraúl, en función del grupo de pegmatitas y de la parte de la estructura interna (borde, primera y segunda zonas intermedias). Análisis mediante FRX, ICP-MS e INAA.

Plomo

La correlación del Pb frente a la relación K/Rb es positiva, marcada por los valores más altos de Pb en la primera zona intermedia (22 ppm) que en la segunda (6 ppm), como se ve en la figura 6.2.7 y en las tablas de los anexos analíticos.

Ytrio

El comportamiento del Y frente a la relación K/Rb es negativo, dándose un marcado aumento del Y desde la primera zona intermedia (50 ppm) hasta la segunda (112 ppm), como se ve en la figura 6.2.7 y en las tablas de los anexos analíticos.

Niobio

La correlación del Nb frente a la relación K/Rb es negativa, marcando un acusado y claro incremento del Nb desde la primera zona intermedia (con 70 ppm) hasta la segunda zona intermedia (unas 197 ppm). Por consiguiente, parece que el Nb puede incorporarse en la estructura de las micas en pequeñas cantidades, especialmente en los estadios más tardíos de cristalización.

Tántalo

El comportamiento del Ta frente a la relación K/Rb es parecido al del Nb, ya que la relación decrece con el incremento del Ta, desde la primera zona intermedia hasta la segunda zona intermedia. Los contenidos de Ta varían en un orden de magnitud durante este episodio, desde los 8 a las 87 ppm (véase figura 6.2.7 y las tablas de los anexos analíticos).

6.2.4. GRANATE

Los granates de las pegmatitas de tipo II son cristales euhedrales con tamaños que varían entre 2-4 mm. El análisis químico puntual por microsonda electrónica de los granates presentes, desde la zona de borde de las pegmatitas a la segunda zona intermedia, indica que son de la serie almandino-espesartina, como se ve en la tabla 6.2.6 d y figura 6.2.8 y en las tablas de los anexos analíticos. Los granates del grupo 6 son los que tienen mayor proporción de espesartina, pudiendo llegar a clasificarse como tales atendiendo a la regla del 50% de la IMA.

Los contenidos de componente ugrandita de estos granates son bastante erráticos, aunque siempre casi nulos, probablemente en consonancia con los tipos de encajantes, generalmente pelíticos, que no pueden aportar mucho Ca.

Por otra parte, estos granates están zonados, de modo que el contenido de Mn disminuye desde el centro del cristal hasta el borde, a la vez que el

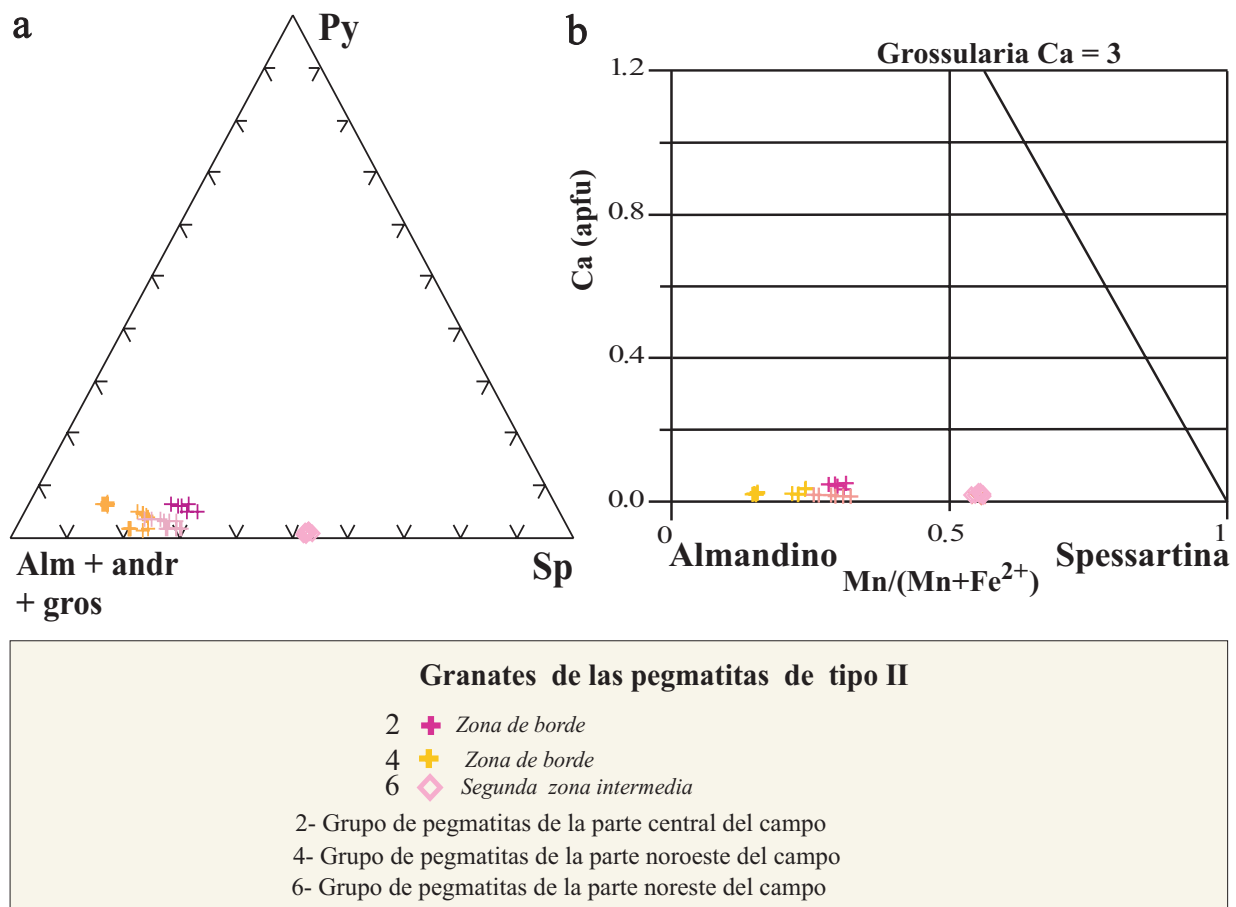


Figura 6.2.8. Representación gráfica de los minerales del grupo del granate en los diagramas siguientes: a) piropo-spessartina- (almandino+grossularia+andradita), de Èerný et al. (1980), en el que los términos más primitivos son los más ricos en Fe y Mg. b) Diagrama de Breaks et al. (2003), en el que se refleja el bajo grado de contaminación de la pegmatita por el encajante.

Fe²⁺ aumenta.

6.2.5. CIRCÓN

Los cristales de circón de las pegmatitas de tipo II son pequeños y escasos, pero se han podido analizar mediante microsonda electrónica algunos cristales de la primera zona intermedia y de la segunda, aunque no corresponden a la misma pegmatita (tabla 6.2.6e y figura 6.2.9).

Aunque todos los contenidos en Hf registrados son bajos, oscilando entre aproximadamente 1-4 % en peso de HfO_2 , los datos de la figura sugieren que el contenido en Hf aumenta desde la primera a la segunda zona intermedias. A nivel intracrystalino las variaciones composicionales de estos elementos son mínimas.

Por lo demás, el contenido en Y, Th y Ti es también bajo o nulo, mientras que el contenido en U, es también bajo.

6.2.6. BERILO

Los cristales de berilo de las pegmatitas de tipo I son de forma prismática y de color verde pálido; como en el caso de la pegmatita I aparecen en el límite de la segunda zona intermedia con el núcleo de cuarzo.

Este berilo muestra contenidos muy bajos de Cs, oscilando desde valores cercanos al límite de detección hasta el 0,04 % en peso. A su vez, el contenido de álcalis es también muy pobre, con menos de 0,36 % en peso de Na_2O , mientras que la proporción de K_2O es casi nula. El contenido de Rb_2O es también muy bajo, inferior al 0,17%. Estos valores contrastan con los obtenidos en los cristales de berilo encajados en pegmatitas de tipo I (tabla 6.2.6 f y figura 6.2.10). Por consiguiente, teniendo en cuenta la clasificación de Èerný (1975), los cristales de berilo de las pegmatitas de tipo II pueden clasificarse como berilo pobre en álcalis.

A nivel de cristal no parece observarse ningún tipo de zonación de los componentes alcalinos, probablemente debido a los bajos valores de estos componentes menores; ópticamente esta zonación tampoco sería manifiesta.

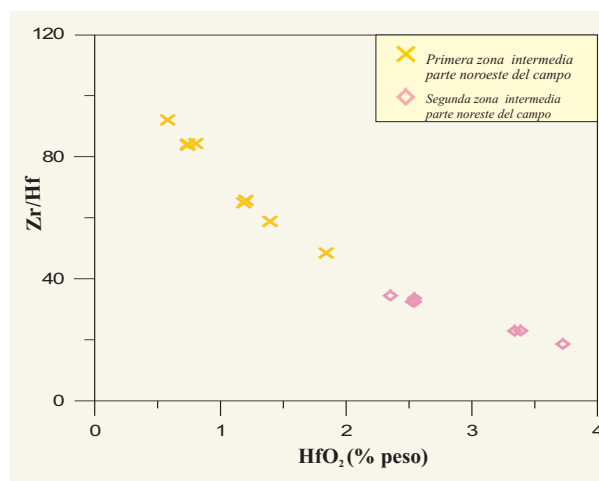


Figura 6.2.9. Representación gráfica de las composiciones químicas de cristales de circón de las pegmatitas de tipo II de Giraúl en el diagrama Zr/Hf vs. HfO_2 (% en peso).

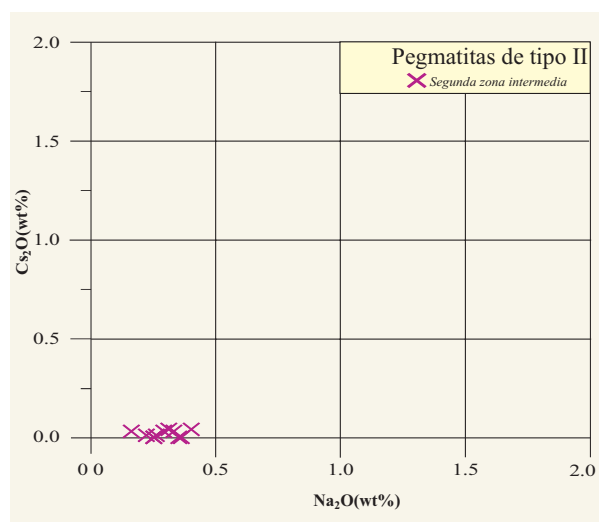


Figura 6.2.10. Variación del Na contra el Cs en los cristales de berilo de las pegmatitas de tipo I del campo de Giraúl, en el diagrama de clasificación de Èerný & Simpson (1977), Burt (1982), Èerný et al. (1998) y Tindle et al. (2000).

El contenido en Fe es también relativamente bajo, no sobrepasando nunca el 0,7 % en peso de Fe_2O_3 , pero aún así estas bajas cantidades explicarían la coloración verdosa pálida del mineral; en cambio, el contenido de Mn es casi nulo (menos del 0,05% en peso). Ambos elementos varían muy poco a nivel intracrystalino.

6.2.7. GRUPO DE LAS TURMALINAS

En las pegmatitas de tipo II se ha muestreado cristales de turmalina en la primera zona y segunda zonas intermedias, en las que se encuentra asociada con microclina gráfica, cuarzo y moscovita. Como en las pegmatitas de tipo I, en lámina delgada se distingue una neta zonación en los minerales del grupo de la turmalina, con un núcleo azul marino y un borde de color verde oliváceo.

Se ha analizado la composición química de los minerales de la turmalina de ambas zonas mediante análisis químico puntual con microsonda electrónica. El cálculo de B, Li y de los OH se ha realizado a partir de estequiometría y balance de cargas. Los análisis químicos se encuentran detallados en los anexos tabla (6.2.6 g) analíticos, y en este apartado se analizará los resultados con ayuda de los gráficos de Tindell et al. (2005); (véase figura 6.2.11). Con estos diagramas se puede clasificar los minerales de la turmalina y determinar su grado de evolución.

En la figura 6.2.16a se encuentran representados los datos de todas las turmalinas; como puede apreciarse, la inmensa mayoría de las turmalinas de ambas zonas son alcalinas, si bien la proporción de vacantes es significativa, e incluso un reducido número se representan en el campo de las turmalina con predominio de vacantes en la posición X. En cambio, en la mayor parte de casos la proporción de componente cálcico es casi nula.

En cuanto a la clasificación de la especie, en la figura 6.2.16b se aprecia que la mayor parte de los análisis de ambas zonas corresponden a composiciones en el campo del chorlo, aunque los bordes verdes de algunos cristales alcanzan a entrar en el campo de la dravita. Además, la mayor parte de los núcleos azules de ambas zonas presenta composiciones muy cercanas al campo de la foitita, y algunos de estos núcleos llegan a estar dentro del campo. Los trends de cristalización de la primera y de la segunda zona intermedias son similares, como puede verse en la figura 6.2.16b, representados respectivamente en colores verde y naranja. No obstante, las turmalinas de la primera zona intermedia son, a rasgos generales, más ricas en Mg que sus equivalentes de la segunda.

De acuerdo con los análisis representados en la figura 6.2.11b, el trend de enriquecimiento en ambas zonas tiende a ser de enriquecimiento en Mg, con un componente asimismo de enriquecimiento en álcalis. Este enriquecimiento en Mg, en pegmatitas encajadas en series metapelíticas y metabasíticas, es compatible con procesos de contaminación con el encajante. Puesto que este proceso se da en ambas zonas, es de suponer que la cristalización cíclica de turmalina zonada es una evidencia de procesos cíclicos de reacción con la roca encajante. Este aspecto es una diferencia importante con las pegmatitas de tipo I, encajadas en granitos.

En la figura 6.2.11c se aprecia que en ambas zonas otro trend es de enriquecimiento simultáneo en Al y álcalis. Según Tindell et al. (2005) esta tendencia es representativa de procesos de cristalización magmáticos, bien diferenciada de los procesos de contaminación. No obstante, esta tendencia es más clara en la segunda zona intermedia que en la primera, y además, el rango de variación dentro de los núcleos o zonas externas según la línea teórica de contaminación concuerda con lo que se ha apuntado en el párrafo anterior.

Por otra parte, en la figura 6.2.11d se ha representado los valores de Li+Mn (representativos del grado de evolución del magma) y los valores de Mg+Ti+Ca (representativos de la contaminación por el encajante). Como puede apreciarse, el trend de centro a borde de los cristales es netamente de enriquecimiento en Mg+Ti+Ca, lo que indica que es un trend de reacción; por otra parte, estas pegmatitas son muy pobres en Li y no presentan enriquecimiento en este elemento con el tiempo.

En la figura 6.2.11e puede apreciarse también el bajo contenido en Ca de las turmalinas de estas pegmatitas, posiblemente debido a que en su mayoría encajan en rocas metapelíticas; los valores de los bordes de los cristales de la primera zona intermedia son más ricos en Ca, como es de esperar. En cambio, en la figura 6.2.11f se aprecian netamente los trends de contaminación en ambas zonas, de manera que puede apreciarse que la contaminación con Mg es dominante de borde a centro de los cristales, mientras que el papel de la contaminación con Ca es mínimo.

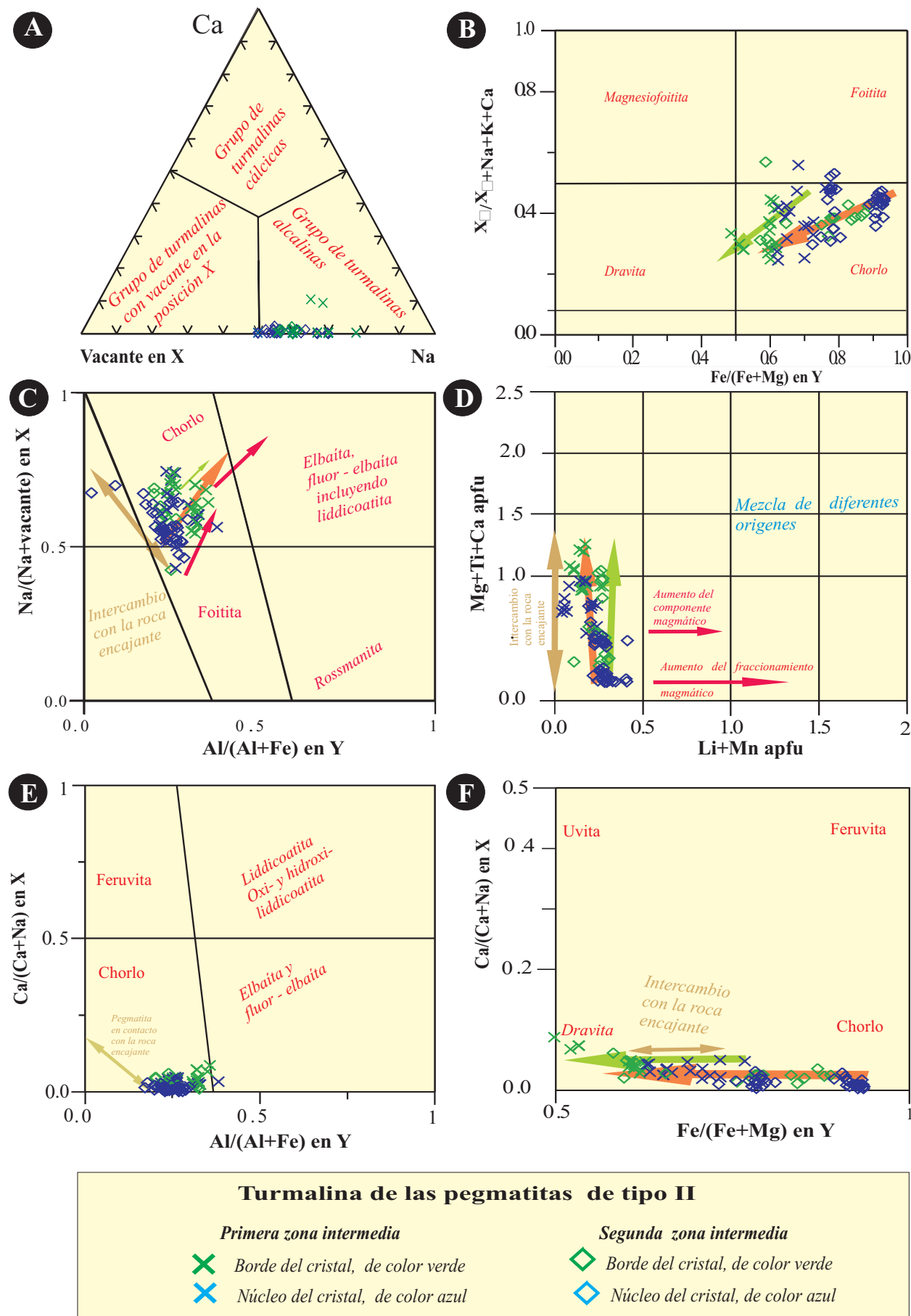


Figura 6.2.11. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo II en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004). Flecha verde: trend de la primera zona intermedia; naranja: trend de la segunda zona intermedia; marrón y roja: trends teóricos.

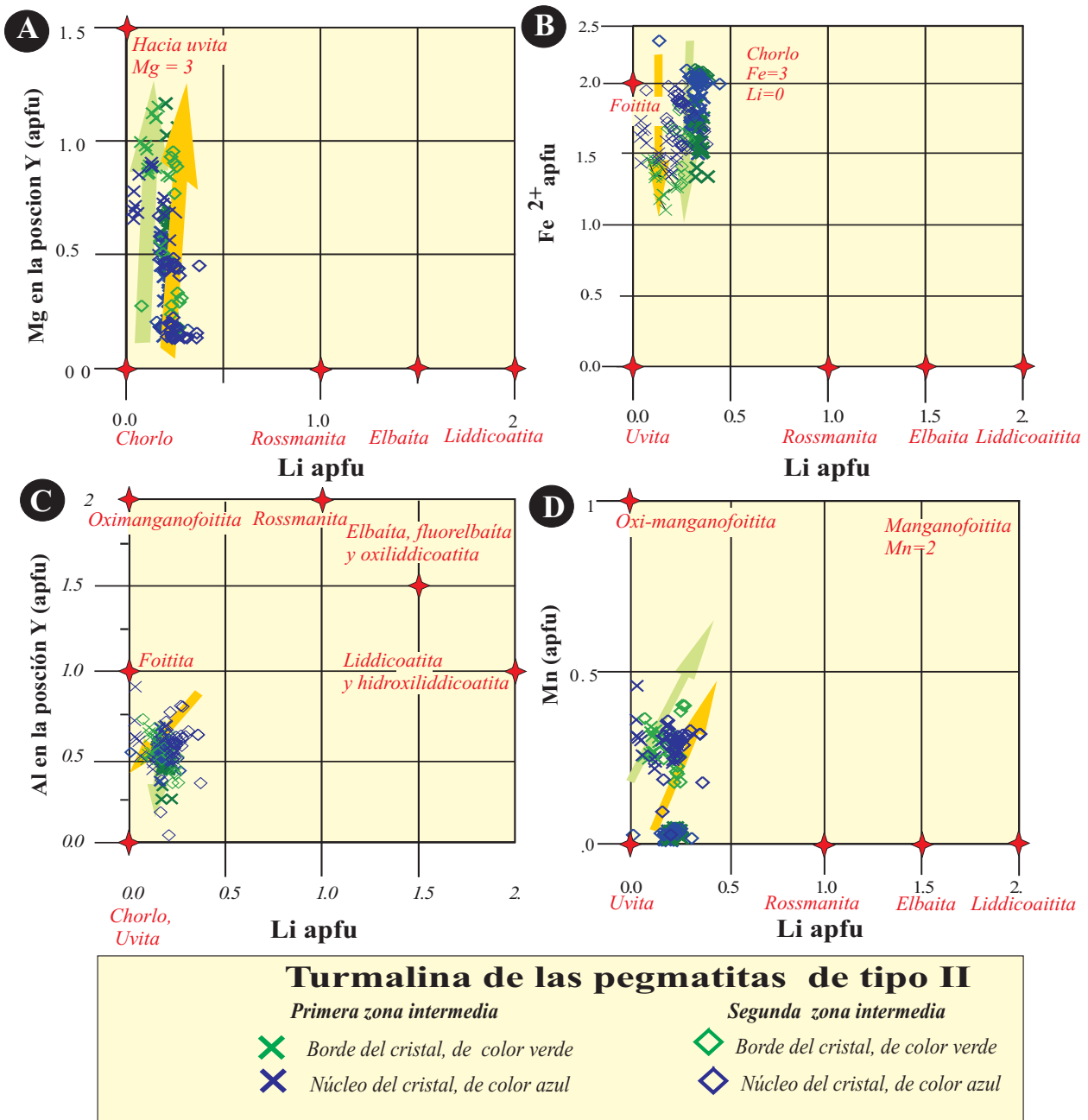


Figura 6.2.12. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo II en los diagramas de Tindell et al. (2005). Flecha verde: trend de la primera zona intermedia; naranja: trend de la segunda zona intermedia.

En lo que respecta a la variación del Li, en las figuras 6.2.12 y 6.2.13 se muestra su variación en relación con diversos componentes, como índice de evolución de la pegmatita. En general, lo primero que destaca en todos estos gráficos es la proporción relativamente baja de Li, por lo que los análisis se representan lejos de los polos litínicos. El contenido en Li se mantiene prácticamente constante durante la secuencia de cristalización en ambas zonas.

Por consiguiente, el trend de enriquecimiento en Mg de forma independiente del Li en la figura 6.2.12a, en el diagrama de Tindell et al. (2005), es indicativo de una fuerte contaminación con el encajante metapelítico para ambas zonas de la pegmatita.

En la figura 5.2.11b se aprecia lo que es la reversa de la figura anterior, pues desde el centro de los cristales a los bordes se produce en ambas zonas una disminución en el

componente chorlo, hacia el campo de la dravita o la uvita, de forma independiente de la proporción de Li.

En la figura 6.2.12c se aprecia un tren, poco definido en ambas zonas, de empobrecimiento en Al o, lo que es lo mismo, de empobrecimiento en componente foitita en ambas zonas. Adviértase que las composición química de ambas zonas es similar para los valores reflejados en estos diagramas.

Finalmente, en la figura 6.2.12d se aprecia que la proporción de Mn aumenta desde el núcleo de los cristales hacia el borde de los mismos, en lo que puede ser un indicador de un incremento en el grado de evolución de estas pegmatitas en relación con las de tipo I.

Por otra parte, en la figura 6.2.13a se compara la proporción de Na con la de Li, pudiéndose apreciar que algunos valores corresponden al campo de la foitita.

La figura 6.2.13b muestra la escasa influencia de contaminación con Ca de las rocas encajantes, como cabe esperar al ser esencialmente metapelíticas, pobres en Ca.

Finalmente, en la figura 6.2.13c se evalúa el grado de contaminación con el encajante, a partir de la variación de los valores de Ti contra los de (Mg+Ti). De acuerdo con Tindle et al. (2005), un trend de enriquecimiento en Ti y Mg como el de la figura, acompañado de un decrecimiento en la proporción de Fe, es compatible con trends recurrentes de contaminación con la roca de caja.

En resumen, en las pegmatitas de tipo II, en un primer estadio de cristalización de la primera zona intermedia se forma foitita o turmalina chorlo rica en componente foitita, que por contaminación con el encajante metapelítico se enriquece en elementos como Mg y Ti, pasando a composiciones más ricas en componente dravita. En la segunda zona intermedia se repite el mismo proceso, a partir de composiciones más ricas en componente chorlo. Por otra parte, los magmas que dieron lugar a estas zonas son ligeramente más evolucionados que los que formaron las pegmatitas de tipo I, como lo prueba el trend de enriquecimiento en Mn de la turmalina en las pegmatitas de tipo II, pero son todavía pobres en Li..

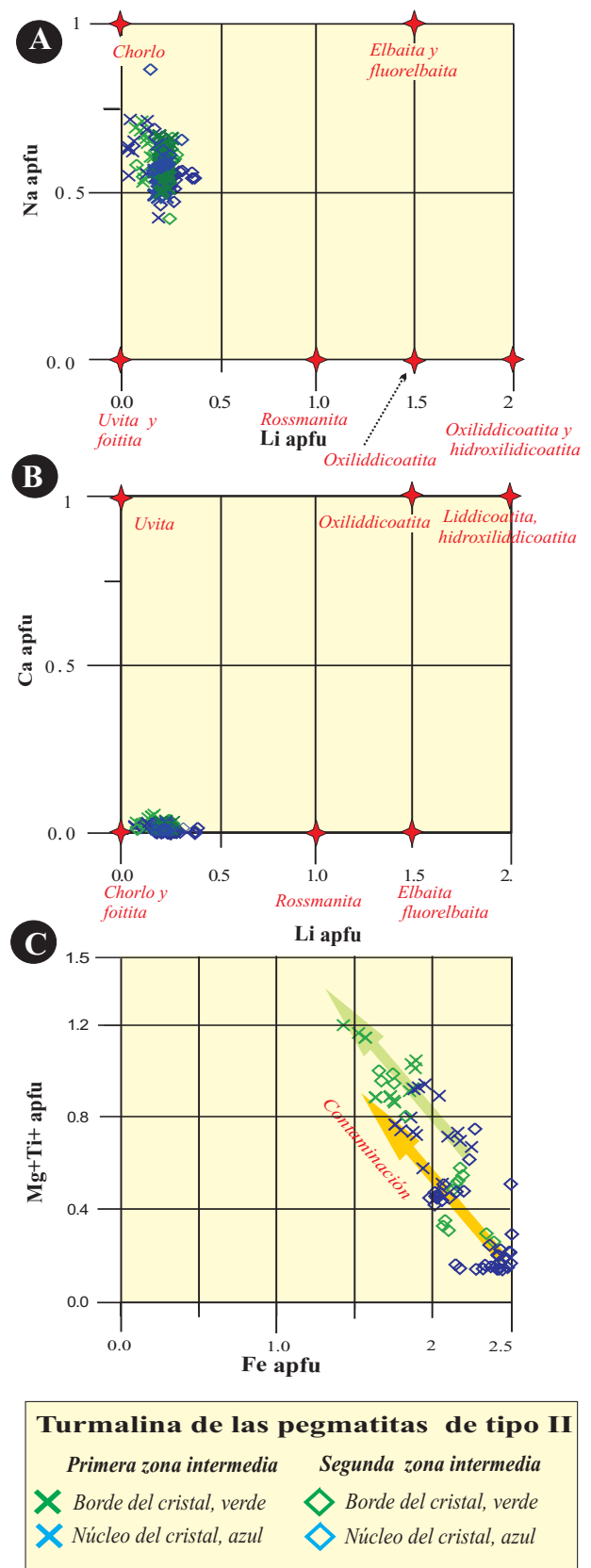


Figura 6.2.13. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo I en los diagramas de Tindle et al. (2005). Flecha verde: trend de la primera zona intermedia; naranja: trend de la segunda zona intermedia.

6.2.8. APATITO

Se cuenta con análisis puntuales mediante microsonda electrónica de la composición de los elementos mayoritarios en cristales de apatito azul o incoloro de la primera y segunda zonas intermedias.

Se ha representado los análisis en los diagramas de Piccoli y Candela (2002), tabla 6.2.6h y Fig 6.2.14. En primer lugar, en la posición del anión adicional toda la posición está ocupada por fluor, siendo nulos los componentes hidroxilo, carbonato o cloruro, por lo que este mineral corresponde a las proximidades del término extremo puro fluorapatito.

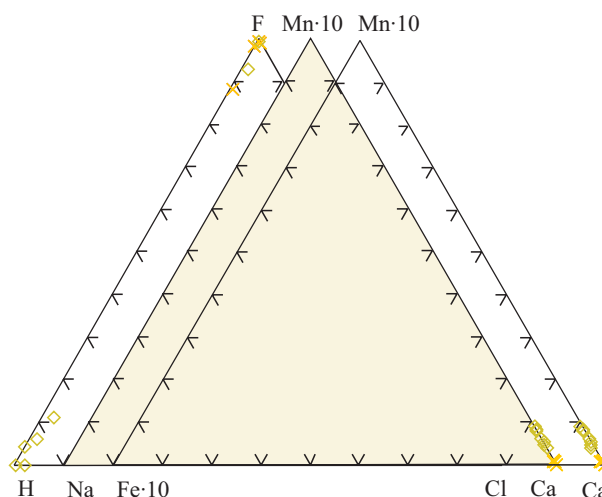
Por otra parte, el contenido en tierras raras queda por debajo del límite de detección rutinario de la microsonda electrónica; los contenidos en Sr son asimismo casi nulos. En lo que respecta al contenido en álcalis, es prácticamente nulo, estando por consiguiente la posición catiónica ocupada casi exclusivamente por Ca. No obstante, existen pequeñas proporciones de Mn, siempre en el orden de 1-3 %; la proporción de Fe es todavía mucho más baja. El contenido en Mn (y, en parte, de Fe) parece aumentar muy ligeramente en la segunda zona intermedia, pero la diferencia de valores no es muy remarcable. Estas proporciones de Fe y Mn, aunque bajas, pueden ser responsables de la coloración verde azulada del apatito de estas pegmatitas.

En la posición tetraédrica del anión PO_4 parece que no se dan sustituciones significativas por parte de otros aniones, como SiO_4 , AsO_4 u otros, por lo que la composición química del mineral se asemeja bastante, excepto por las pequeñas concentraciones de Mn, a la composición estequiométrica del fluorapatito.

6.2.8. GRUPO DE LA COLUMBITA

En las pegmatitas de tipo II los óxidos de Nb-Ta son muy escasos; únicamente se han localizado en una pegmatita. Se trata de términos intermedios de la serie de la columbita-tantalita, que se hallan formando escasos cristales de tamaño submilimétrico, hipidiomórfico y no aparecen zonados.

Presentan una composición intermedia, con una relación $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ de 0.52 a 0.64 y escasa variación en la relación $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$, de 0.30 a 0.50, tabla 6.2.6j y (Fig. 6.2.15).



Apatito de las pegmatitas de tipo II	
1- \triangle	Segunda zona intermedia
4- \times	Primera zona intermedia
1-	Grupo de pegmatitas de la parte S del campo.
4-	Grupo de pegmatitas de la parte NW del campo.

Figura 6.2.14. Representación gráfica de la composición química de los cristales de apatito de las pegmatitas de tipo II en los diagramas de Piccoli y Candela (2002).

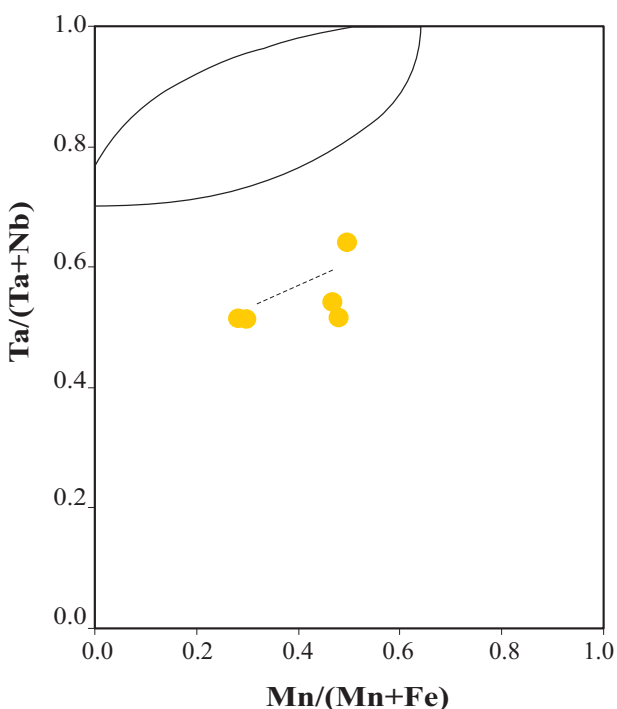


Figura 6.2.15. Representación gráfica de la composición química de los cristales de los minerales del grupo de la columbita de las pegmatitas de tipo II de Giraúl en el diagrama de clasificación $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ versus $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ de Èerný y Ercit (1989). Cada símbolo indica un cristal diferente; las líneas de puntos indican trends dentro de un mismo cristal.

7.1. PEGMATITAS DE TIPO III

7.1.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Las pegmatitas de tipo III se encuentran en posiciones relativamente distales (a algunos kilómetros) del intrusivo leucogranítico asociado con las pegmatitas de tipo I y II. De este modo, las pegmatitas de tipo III se encuentran situadas en la parte norte-centro del campo, en la zona del torrente Muve, un afluente del Giraúl (figuras 7.1.1 y 7.1.2).

Por lo general, las pegmatitas clasificadas como tipo III que afloran en este campo tienen buzamientos tanto subhorizontales como subverticales, y se emplazan en rocas plutónicas básicas (principalmente, hornblenditas). El contacto de las pegmatitas con la roca encajante es claramente neto, y se encajan en el diaclasado de las rocas básicas; como fenómenos de alteración en el encajante anfibolítico se dan moscovitización y turmalinización.

Desde un punto de vista estructural, son muy parecidas a las anteriormente reseñadas de tipo I y II. Así pues, se da una estructura concéntrica relativamente sencilla, sin unidades tardías de reemplazamiento que tengan al menos dimensiones cartografiables. En cuanto a la mineralogía, son algo más evolucionadas que las anteriores. De este modo, por primera vez aparecen en el campo cantidades significativas de cristales de minerales del grupo de la columbita, así como otros minerales de Nb-Ta y elementos raros; otros minerales accesorios comunes son apatito azul y moscovita muy amarillenta.

7.1.2. ESTRUCTURA INTERNA Y MINERALOGÍA

A grandes rasgos, la estructura interna es similar a las de tipo II, si bien algo más compleja, pudiéndose distinguir las siguientes zonas



Figura 7.1.1. Diques subhorizontales de pegmatitas de tipo III de pocos metros de potencia encajados en rocas básicas en el valle del torrente Muve.



Figura 7.1.2. Diques subhorizontales de pegmatitas de tipo III de pocos metros de potencia encajados en rocas básicas en el valle del torrente Muve.

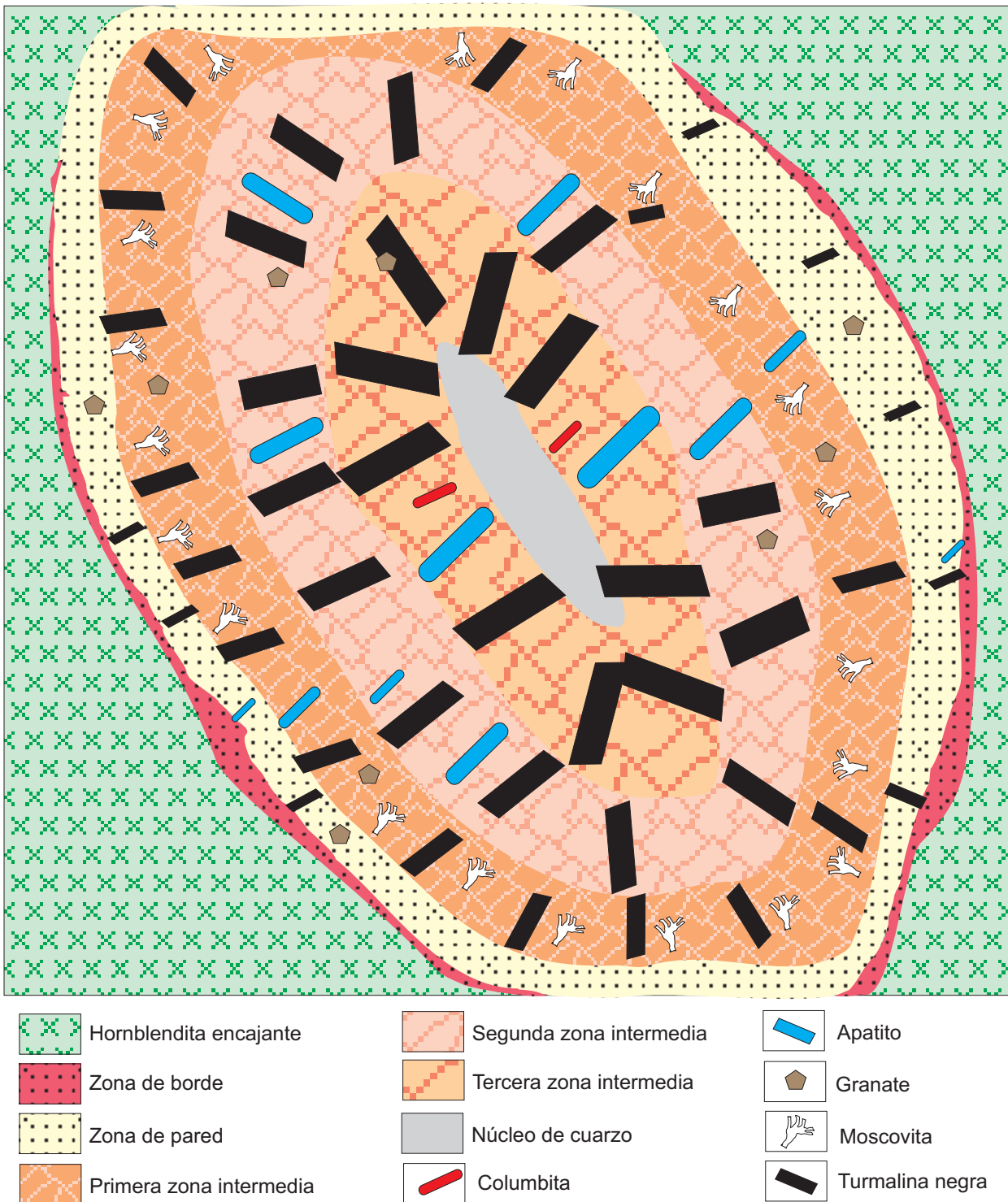


Figura 7.1.3. Esquema conceptual de la distribución de las unidades internas en la estructura de las pegmatitas de tipo III.

concéntricas de borde a centro (figura 7.1.3): zona de borde, zona de pared, primera zona intermedia, segunda zona intermedia, tercera zona intermedia y el núcleo de cuarzo. Cabe destacar la presencia de albitización de feldespatos potásicos, si bien este reemplazamiento no da zonas cartografiables.

Zona de borde

Está compuesta por biotita y moscovita, en cristales de pocos milímetros de diámetro, dispuestos perpendicularmente al contacto, acompañados por pequeñas cantidades de feldespatos y turmalina.

Zona de pared

Esta unidad estructural constituye menos del 10% de la pegmatita, y se caracteriza por una textura aplítica, compuesta principalmente por intercrecimientos de feldespato potásico, albita, cuarzo y moscovita, con cristales muy fino-a finos, con dimensiones submilimétricas a milimétricas (0,5-3 mm aproximadamente).

Cuarzo: se presenta en graos alotriomórficos, y puede alcanzar el 20% de la zona.

Plagioclasa: en muestra de mano es de color gris-claro, y se encuentra en forma de cristales tabulares, hipidiomórficos, de tamaño fino de orden milimétrico. En esta unidad la albita presenta el maclado según la ley de albita, y no se encuentra zonada. Puede constituir el 20-40% de la zona.

Microclina: en muestra de mano es de color gris; en esta unidad se encuentra en forma de cristales alotriomórficos de tamaño fino, de orden milimétrico. Puede constituir el 20-40% de la zona.

Biotita: es la mica menos abundante. En muestra de mano es de color negra, se encuentra en forma de cristales tabulares idiomórficos de tamaños de grano fino del orden milimétrico.

Moscovita: en muestra de mano tiene un cierto tono amarillo, y se encuentra en forma de cristales tabulares idiomórficos, de tamaño fino, del orden milimétrico.

Turmalina negra: en muestra de mano es de color negra, y verde-azul bajo microscopio; en esta unidad, se encuentra en forma de cristales prismáticos idiomórficos de tamaño fino, del orden milimétrico.

Almandino: en muestra de mano es de color rojizo, y aparece en forma de cristales trapezoédricos, fracturados, milimétricos.

Apatito: en muestra de mano es de color azul celeste intenso. En esta unidad es muy raro, pero puede aparecer en forma de cristales prismáticos, redondeados, de tamaño muy fino.

Primera zona intermedia

La primera unidad intermedia es textura granuda gruesa (cristales con algunos centímetros de longitud), aunque a veces destacan en ella algunos cristales mayores. Constituye aproximadamente el 30% de la pegmatita y está compuesta, principalmente, por feldespato potásico, albita y cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran moscovita, turmalina, apatito y circón (figuras 7.1.4-7.1.13).

Cuarzo: es idiomórfico, y de color gris azulado en muestra de mano. En ocasiones se aprecia cuarzo tardío de relleno de vetas o intersticial a los otros minerales, asociado con micas.

Albita: en muestra de mano es de color blanco. Se reconocen dos generaciones: una primera generación es de grano más fino, y la segunda se encuentra pseudomorfizando grandes cristales de feldespato potásico. Ambas generaciones presentan maclado polisintético según la ley de la albita, y ninguna de ellas está zonada.

Feldespato potásico: en esta zona, en muestra de mano es de color rojizo, y se encuentra en forma de cristales centimétricos de hábito prismático, hipidiomórficos. En ocasiones, estos cristales se presentan reemplazados por grandes cristales de albita secundaria.

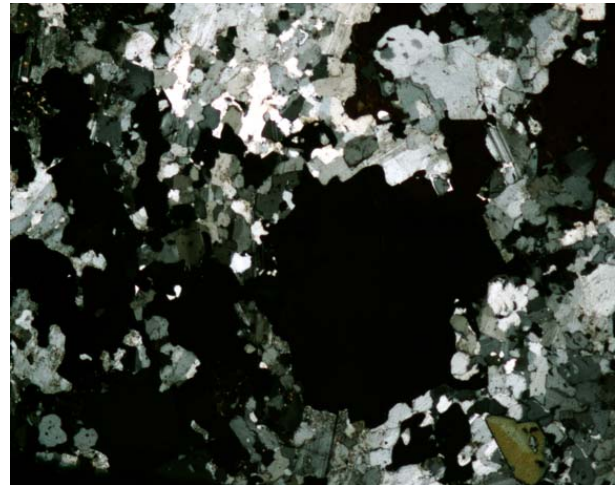
Biotita: es muy rara en esta zona. Se puede encontrar en forma de cristales tabulares hipidiomórficos de tamaño fino, inframilimétricos. Casi siempre está alterada a minerales del grupo de la clorita, y presenta inclusiones de minerales radioactivos que le producen aureolas metamórficas.

Moscovita: es la mica dominante. En muestra de mano es de color blanco amarillento a dorada; se encuentra en forma de cristales tabulares hipidiomórficos de tamaño medio, de unos 3 centímetros de diámetro aproximadamente. Hay otra generación de moscovita más tardía, intersticial y de grano inframilimétrico, producida por alteración de los feldespatos.

Turmalina: la turmalina negra se encuentra en esta unidad en forma de cristales prismáticos,



Figura 7.1.4. Cristal esquelético de turmalina zonado, con el núcleo azul y la periferia verde oliváceo. Está intercrecido con cuarzo y albita. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



7.1.5. La imagen anterior en nícoles cruzados; se puede apreciar que la mayor parte de la turmalina de la imagen anterior corresponde a un único cristal extinguido.

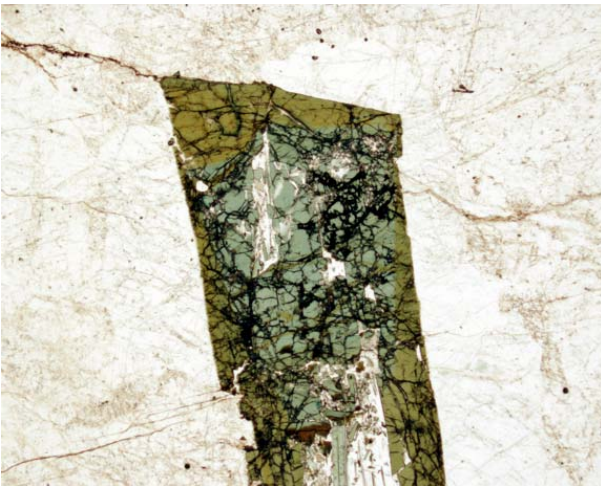


Figura 7.1.7. Cristal de turmalina zonado, con el núcleo azul y la periferia verde oliváceo. Queda cortado por vetas de cuarzo; nótese la turmalina más tardía. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

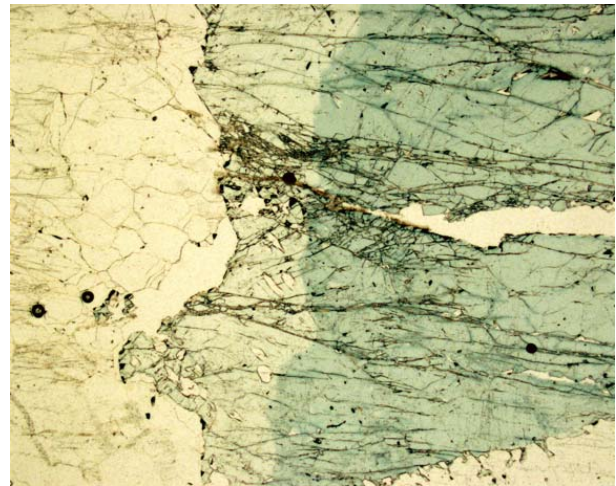


Figura 7.1.8. Cristales de turmalina zonados. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

idiomórficos, de hasta unos 5 cm de longitud. Con frecuencia sus cristales son esqueléticos, especialmente en la parte central del cristal, donde están intercrecidos con cuarzo (figura 7.1.4). En lámina delgada, muestra color verde-azul intenso en el núcleo, que en los bordes evoluciona hacia términos de color verde oscuro o verde oliváceo (figura 7.14-7.19).

Almandino: es de color rojizo en muestra de mano; en esta unidad se encuentra en forma de cristales trapezoédricos redondeados de hasta 1 centímetro de diámetro; puede

aparecer también en forma de cristales esqueléticos, intercrecidos con cuarzo.

Apatito: se encuentra en forma de cristales prismáticos a veces vagamente redondeados en las aristas; presenta color azul verdoso, y tamaño del orden de 2 centímetros.

Circón: aunque es raro en esta zona, puede aparecer en forma de cristales idiomórficos, fuertemente metamictizados, a menudo con aureolas metamícticas o con fracturas radiales producidas durante la metamictización.

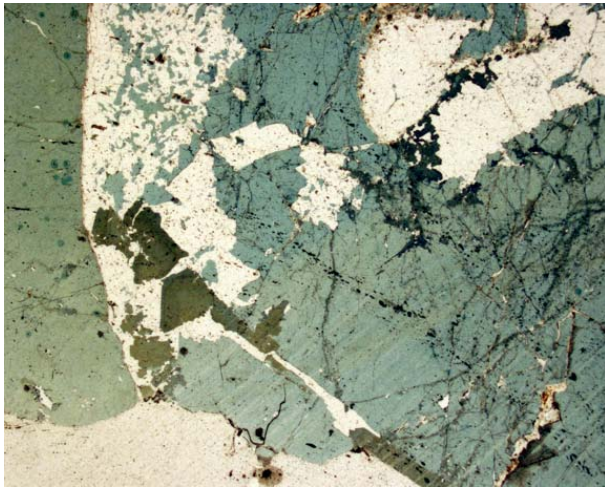


Figura 7.1.9. Cristales esqueléticos de turmalina zonados, con borde verdoso, intercrecidos con microclina. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



Figura 7.1.10. Cristales de almandino intercrecidos entre turmalina; el conjunto, incluido en microclina. Campo, 11,6 mm.

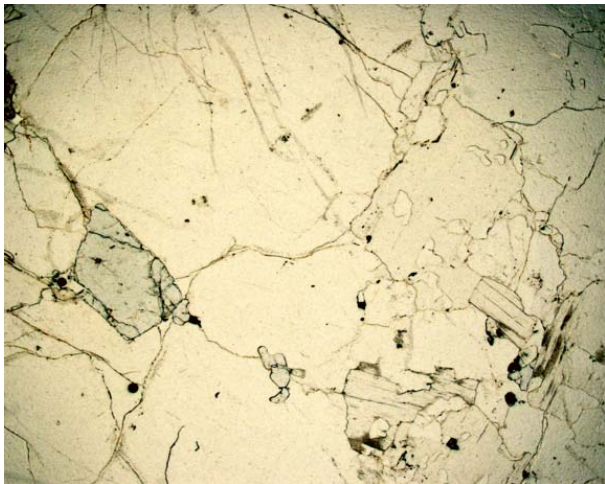


Figura 7.1.11. Cristal de apatito azulado, asociado a cuarzo y moscovita. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



Figura 7.1.12. La imagen anterior en nícoles cruzados; la moscovita presenta colores de interferencia elevados; nótese extinción ondulante en el cuarzo.

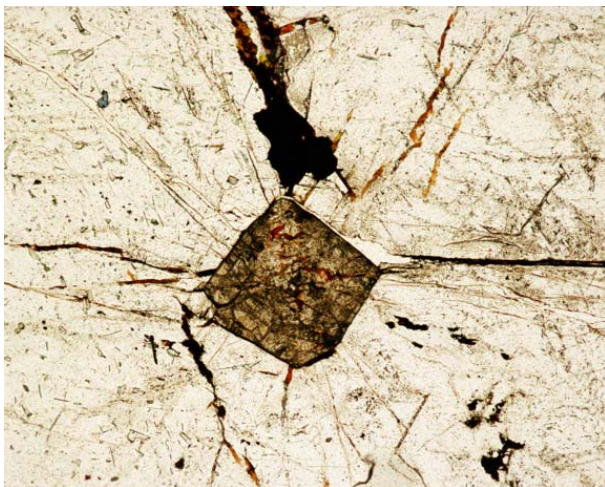


Figura 7.1.13. Cristales de circón, incluidos en plagioclase. Nótese las grietas radiales inducidas por metamictización. Sin analizador. Campo, 5,8 mm.



Figura 7.1.14. La imagen anterior, en nícoles cruzados. A destacar el caracter metamíctico del mineral, estando casi isotropizado.

Segunda zona intermedia

La transición de la primera a la segunda zona intermedia es progresiva, marcada por un aumento significativo del tamaño de los cristales, que a su vez adquieren mayor tamaño a medida que se acercan a la tercera zona intermedia (figura 7.1.15).

Esta unidad tiene una anchura que varía entre los 7- 15 m. La segunda zona intermedia conforma alrededor del 30% de las pegmatitas de esta tipología, y está compuesta principalmente por feldespatos potásico, albita y cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran pequeñas cantidades de apatito azul, turmalina y, en mucha menor proporción, circón (figuras xxxx).

Cuarzo: típicamente es intersticial entre los cristales de feldespatos y, por tanto, alotriomórfico.

Albita: en muestra de mano es de color blanco; en esta unidad se encuentra en forma de cristales tabulares hipidiomórficos de tamaño superior a los 2 centímetros, observándose maclado según la ley de albita. Como en el caso anterior, pueden darse dos generaciones de albita. Una se forma anteriormente al feldespatos potásico y queda envuelto por el mismo; la otra, en forma de grandes placas hipidiomórficas o rellenando vetas, es subsólidas y corta o reemplaza a los cristales de feldespatos potásico; además, existen las macropertitas de albita dentro de la microclina.

Microclina: es el feldespatos más abundante, aunque localmente su proporción en la roca puede quedar reducida debido a albitización. En muestra de mano es de color blanco o rojizo; en esta unidad se encuentra en forma de cristales prismáticos hipidiomórficos de varios centímetros de longitud, e incluso de algunos decímetros. En esta zona de las pegmatitas no se aprecian crecimientos gráficos de cuarzo con feldespatos potásico; en cambio, a menudo es pseudomorfizada por grandes cristales de albita. Es muy rica en macropertitas de albita.



Figura 7.1.15. Cristales de turmalina negra de gran tamaño, asociadas a feldespatos potásico, en la segunda zona intermedia de pegmatitas de tipo III.

Moscovita: es el único mineral del grupo de las micas que aparece en esta zona. En muestra de mano es de color plateado a amarillento; en esta unidad se encuentra en forma de cristales idiomórficos de hábito tabular y de tamaño medio-grueso, hasta de 6 centímetros aproximadamente. Pueden existir generaciones de moscovita más tardías, de grano fino, reemplazando feldespatos.

Turmalina (chorlo): en esta unidad se encuentra en forma de cristales idiomórficos, de hábito prismático corto. Son de tamaño grande, entre 10 y 20 centímetros de longitud. Se presenta zonada al microscopio óptico de luz transmitida, con núcleo verde-azul y periferia de color oliváceo, aunque a veces varía el color externo hacia tonos más pardos. A menudo es de morfología esquelética, intercrecida con cuarzo y feldespatos. Puede llegar a ser muy abundante.

Apatito: es común en esta unidad, pero inferior al 1 %. Se trata de cristales idiomórficos, de hábito prismático corto, y de tamaño de grano centimétrico, de color azul verdoso. Han cocristalizado con el resto de minerales de la zona. No presentan zonación.



Figura 7.1.16. Placas albíticas de la segunda generación de albita, reemplazantes de feldespato potásico. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

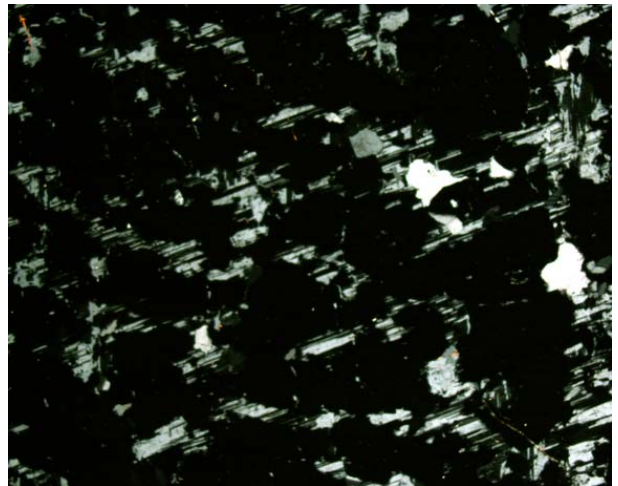


Figura 7.1.17. Cristales de microclina con macroperfitas de albita. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

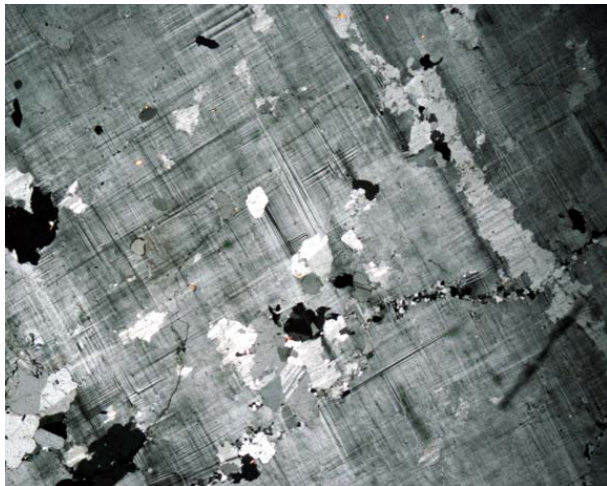


Figura 7.1.18. Cristales de microclina con macroperfitas de albita y el típico maclado en parrilla. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

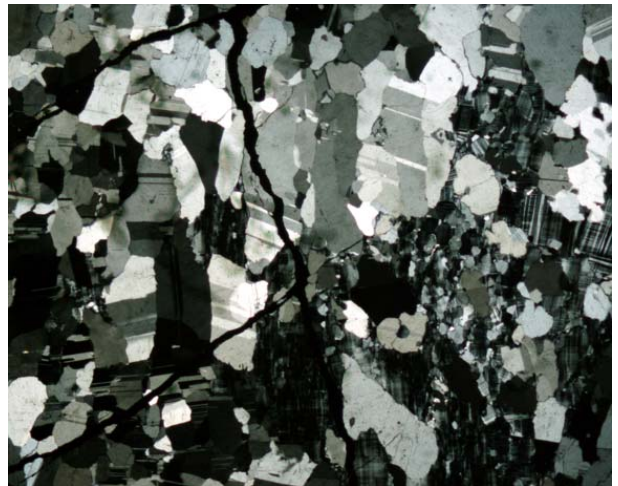


Figura 7.1.19. Vetas albíticas tardías, cortando cristales de microclina. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

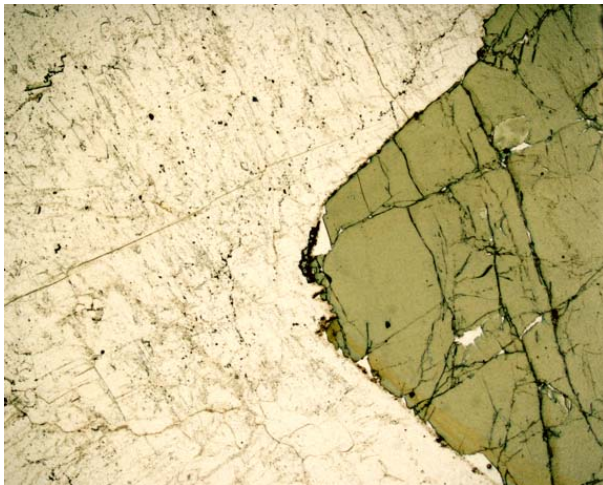


Figura 7.1.20. Cristal de turmalina con una leve zonación en un borde del crista, asociado a microclinal. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

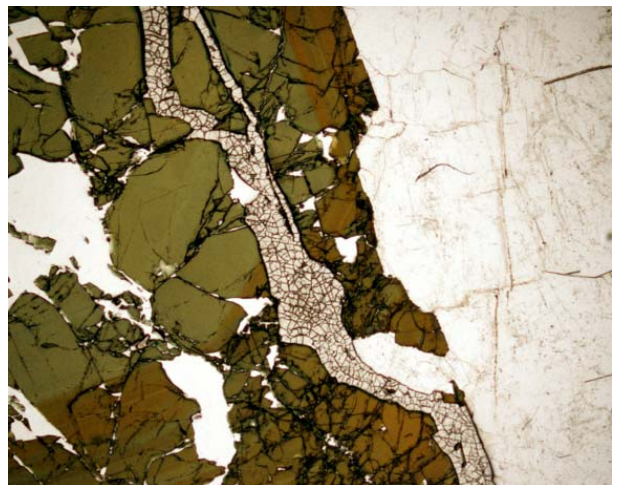


Figura 7.1.21. Detalle de la zonación de los márgenes de un cristal de turmalina de gran tamaño, asociado a microclina. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



Figura 7.1.22. Cristales de apatito (de color verde azulado) de gran tamaño, incluidos en albita y cuarzo.



Figura 7.1.23. Cristales tabulares de columbita, muy comunes en esta zona.



Figura 7.1.24. Cristales de columbita (opaco) asociados a albita de formación tardía que reemplaza feldespatos potásico. Campo, 11,6 mm.

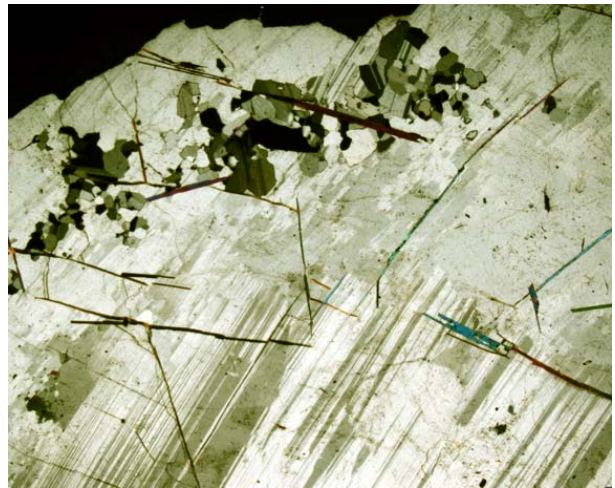


Figura 7.1.25. La imagen anterior en nícoles cruzados. Nótese que la columbita se asocia con la albita más tardía, vetiforme.

Tercera zona intermedia

La tercera zona intermedia conforma el alrededor del 30% de la pegmatita. Está compuesta principalmente por cristales equigranulares de albita, y en menor medida microclina y cuarzo. Como minerales accesorios se encuentra moscovita muy amarillenta, apatito azul y turmalina: significativamente, en esta unidad de estas pegmatitas se hacen comunes minerales de la serie de la columbita-tantalita y del pirocloro (figuras 7.1.22-7.1.41).

Cuarzo: es común (alrededor del 20%) y alotriomórfico; su tamaño de grano es muy variable, pero como es intersticial acostumbra a ser inferior al de los feldespatos.

Albita: En muestra de mano es de color blanco lechoso, en ocasiones con alguna tonalidad azulada; en esta unidad se encuentra en forma de cristales prismáticos hipidiomórficos de tamaño de grano muy grueso, decimétrico, mostrando maclado según la ley de albita. Reemplaza parcial o totalmente microclina. Puede alcanzar más del 60% de la unidad.

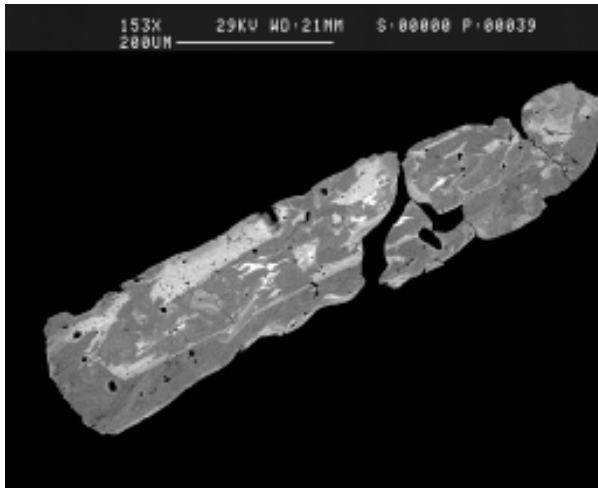


Figura 7.1.26. Cristales de columbita con zonación convolucionada. Las zonas más brillantes son más ricas en Ta, imagen de SEM, modo BSE.

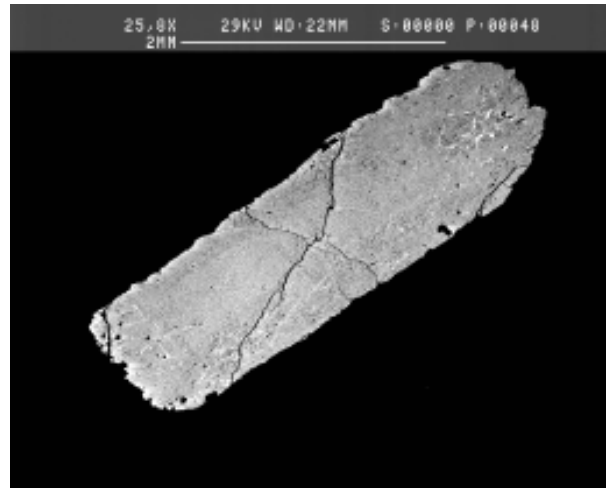


Figura 7.1.27. Cristales de columbita reemplazamientos tardíos. Las zonas más brillantes son más ricas en Ta, imagen de SEM, modo BSE.

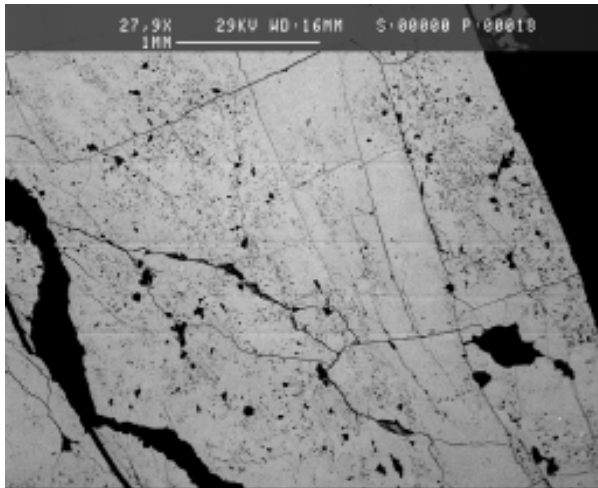


Figura 7.1.28. Detalle de la imagen anterior, con zonas más oscuras empobrecidas en Ta. Imagen de SEM, modo BSE.

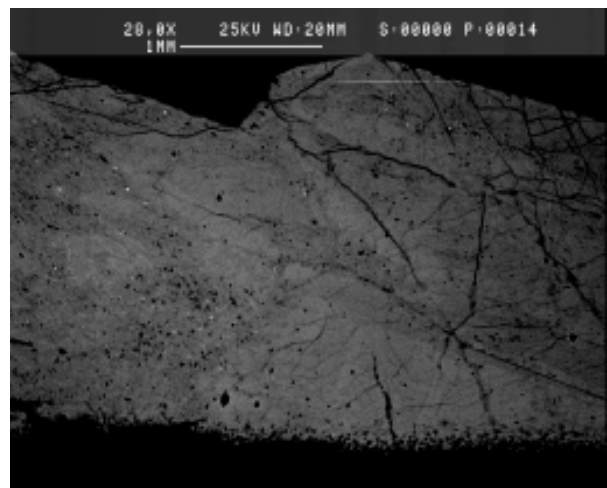


Figura 7.1.29. Otro detalle de la imagen anterior, mostrando los contrastes debidos a nvariaciones en el contenido de Ta dentro del cristal. Imagen de SEM, modo BSE.

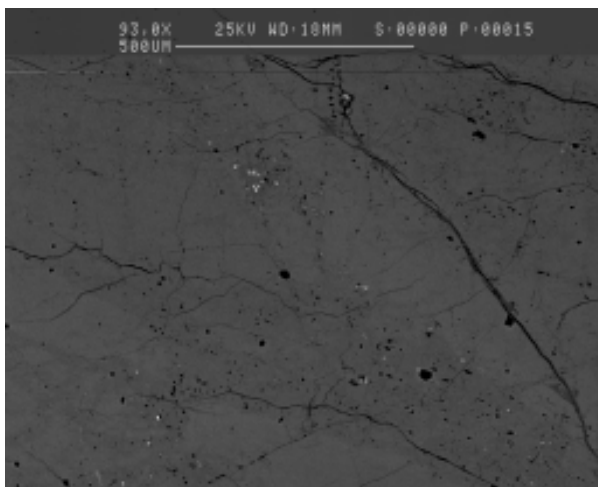


Figura 7.1.30. Otro detalle del reemplazamiento de la columbita; nótese los puntos ricos en Ta, mas brillantes en estas zonas más tardías. Imagen de SEM, modo BSE.

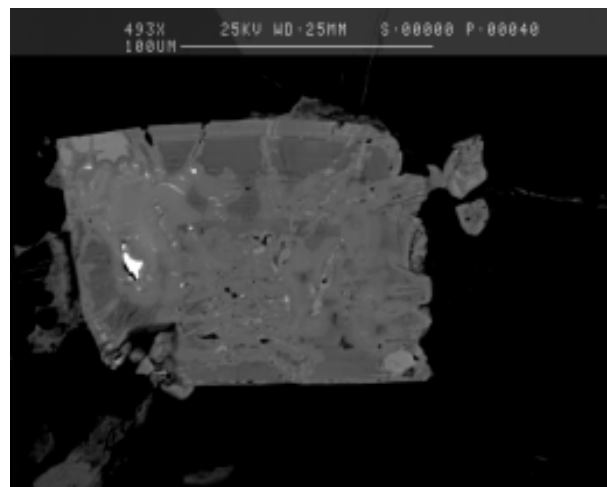


Figura 7.1.31. Cristal de columbita con zonación muy convolucionada, nótese la zonación primaria reemplazada por una generación más rica en Ta. Imagen de SEM, modo BSE.

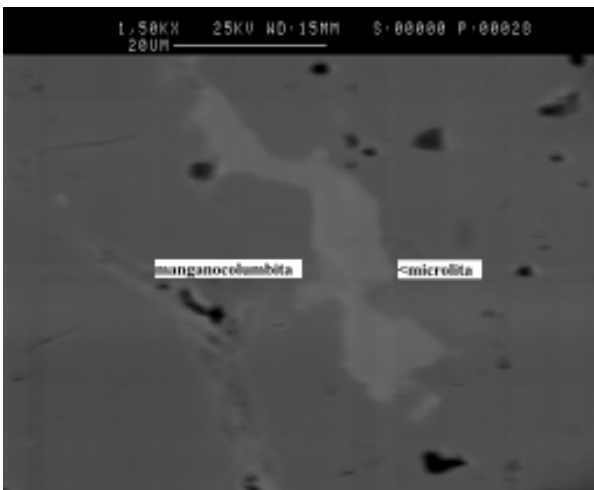


Figura 7.1.32. Cristales de columbita reemplazados por microlita. Imagen de SEM, modo BSE.

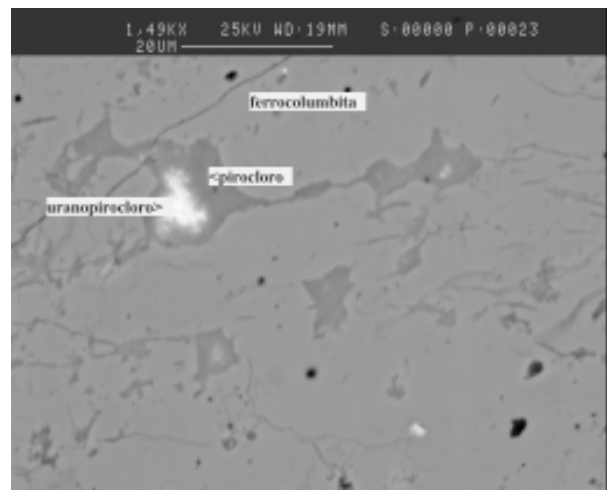


Figura 7.1.33. Reemplazamiento de columbita por minerales del grupo del pirocloro según vetas. Imagen de SEM, modo BSE.

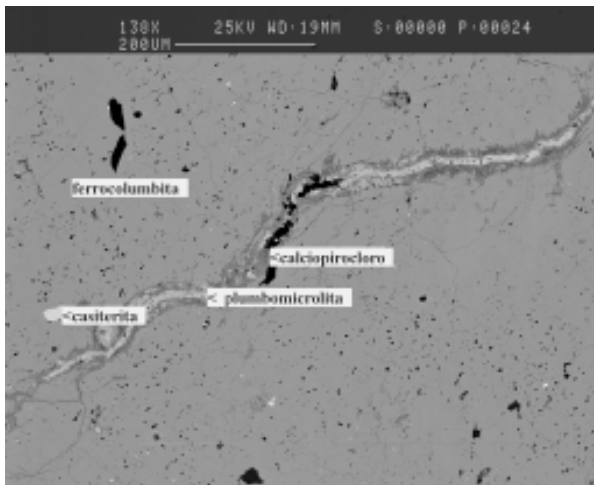


Figura 7.1.34. Cristal de columbita reemplazado por vetas tardías de casiterita con minerales del grupo del pirocloro. Imagen de SEM, modo BSE.

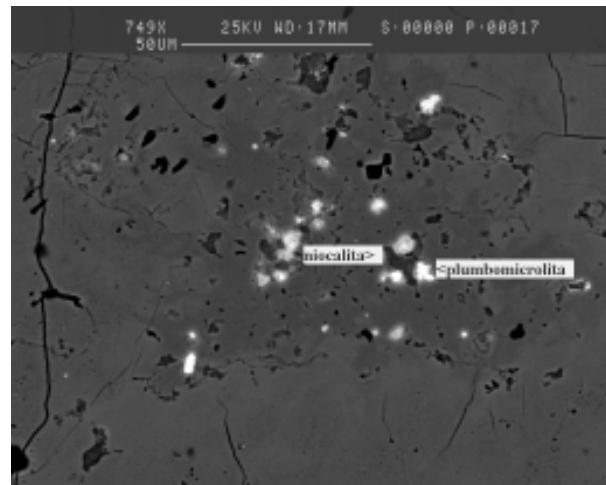


Figura 7.1.35. Reemplazamiento de columbita por minerales del grupo del pirocloro, de grano muy fino. Imagen de SEM, modo BSE.

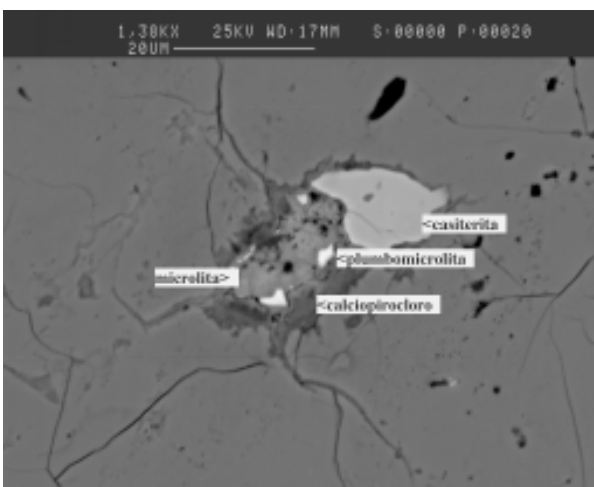


Figura 7.1.36. Cristal de columbita reemplazado por vetas tardías de casiterita con minerales del grupo del pirocloro. Imagen de SEM, modo BSE.

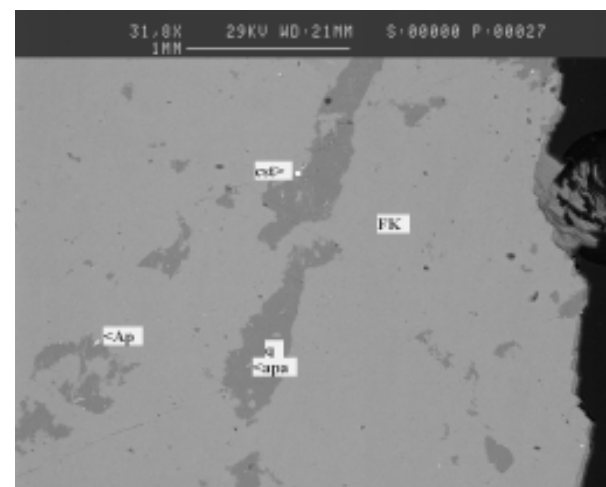


Figura 7.1.37. Vetas tardías de cuarzo, con apatito y casiterita, que cortan al feldespato potásico. Imagen de SEM, modo BSE.

Microclina: es menos abundante que la albita (alrededor del 30%). En muestra de mano, en esta zona la microclina es también de color blanco; sus cristales son hipidiomórficos y de tamaño decimétrico a métrico. Pueden estar localmente pseudomorfizados por grandes cristales de albita blanca.

Moscovita: es la mica exclusiva en esta zona. En muestra de mano es de color blanco amarillento; en esta unidad se encuentra en forma de cristales tabulares hipidiomórficos de tamaño grueso, decimétrico. Hay una generación más tardía de moscovita, de color dorado, que reemplaza a los minerales anteriores.

Turmalina: puede formar cristales muy grandes en esta unidad, superiores a los 10 cm. Es de color negro en muestra de mano, y zonada en lámina delgada con el típico cambio de azul verdoso en el núcleo y más oliváceo en la periferia.

Ferrocolumbita: aparece en cristales idiomórficos, de hábito tabular elongado, de hasta 5 centímetros de longitud. Aparecen muy fracturados, y en las fracturas se localiza una asociación compleja de minerales secundarios de Nb-Ta, principalmente del grupo del pirocloro. Con imagen de electrones retrodispersados se aprecia zonación concéntrica oscilatoria en estos cristales poco marcada, que evidencia cambios en la proporción de Nb-Ta. Estas mismas imágenes muestran que los cristales están generalmente muy alterados, como se refleja en los bordes corroídos de muchos cristales o en la existencia de zonas de morfología de vetas o parches, pobres en Ta, que reemplazan al resto de la columbita. En este caso, en estas vetas a menudo existe una generación tardía de minerales ricos en Nb i Ta del grupo pirocloro-microlita.

Manganotantalita: es un producto secundario formado por reemplazamiento de cristales de ferrocolumbita; aparece normalmente como relleno de pequeñas vetas, asociada con minerales del grupo del pirocloro. Por lo general, pues, sus cristales son de tamaño de grano muy fino

(generalmente, menos de 10 micras de diámetro).

Pirocloro: es otro mineral muy escaso en estas pegmatitas, confinado a las vetillas donde se da el reemplazamiento de columbita. En esta unidad se encuentra en forma de cristales alotriomórficos de unas pocas micras, formando crecimientos drúsicos en estas vetas.

Uranopirocloro: es todavía más raro que el anterior, hallándosele como cristales alotriomórficos de tamaños medios del orden de 3 micras, sobrecreciendo cristales de pirocloro ocupando la posición más interna de las vetas que cortan la columbita.

Calciopirocloro: es un mineral muy escaso en estas pegmatitas. El calciopirocloro bajo microscopio es de color gris claro y esta enriquecido en (Nb>Ta> Ca>Ti). En esta unidad se encuentra en forma de cristales alotriomórficos de tamaños medios del orden de 1 micras, intercrecida entre el contacto de la microlita y la columbita.

Plumbomicrolita: es otro de los minerales del grupo de la microlita formado por reemplazamiento de columbita, pero es muy escaso en estas pegmatitas. Como el anterior, se presenta en reemplazamientos irregulares de pocas micras de ancho, aunque a veces puede desarrollar pequeños cristales idiomórficos, octaédricos, en el centro de drusas.

Microlita: es uno de los constituyentes del relleno de las fracturas de la columbita; por lo general sus cristales tienen un diámetro de unas 5 micras.

Niocalita: es un mineral muy escaso en estas pegmatitas. En esta unidad se encuentra en forma de cristales alotriomórficos de tamaño medio del orden de 5 micras, asociados a plumbomicrolita rellenando las fracturas de la columbita.

Casiterita: aparece también como producto de relleno de microvenillas en columbita, siendo en ellos no de los minerales más tardíos, posterior incluso a los del grupo del pirocloro.



Figura 7.1.38. Cristales de granate asociados a circón (Zr), éste parcialmente reemplazado por galena; el granate tiene vetillas tardías conteniendo bismuto nativo. Imagen de SEM, modo BSE.

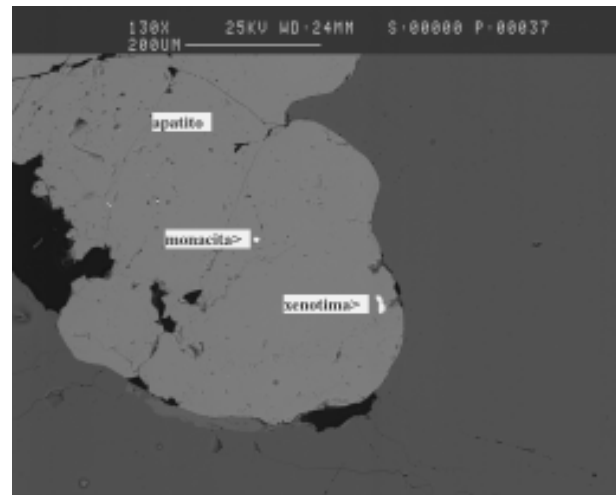


Figura 7.1.39. Cristales de apatito, incluyendo pequeños granos de minerales de tierras raras ligeras (monacita) y pesadas (xenotima). Imagen de SEM, modo BSE.



Figura 7.1.40. Veta rellena de barita supergénica cortando feldspatos. Imagen de SEM, modo BSE.

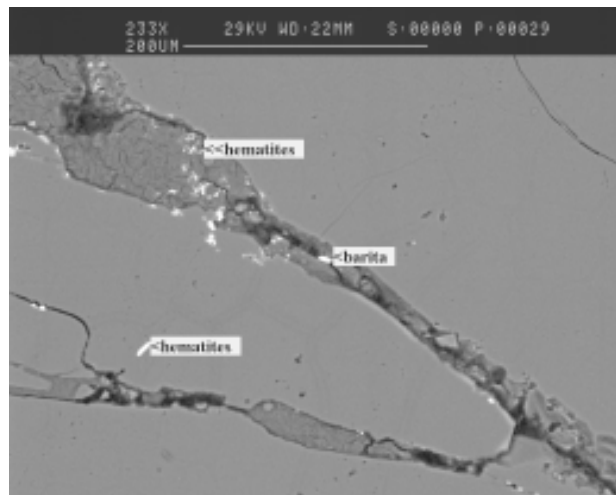


Figura 7.1.41. Asociación formada en estadios supergénicos, con barita y hematites. Imagen de SEM, modo BSE.

Apatito: llega a ser muy abundante en esta zona, probablemente hasta un 3%. Aparece en cristales idiomórficos (aunque a veces algo redondeados) a esqueléticos, de varios centímetros de longitud, de color verde azulado. Puede ser reemplazado por monacita y xenotima.

Monacita-Ce: es relativamente común en estas pegmatitas, pero de tamaño de grano muy fino incluidos en otros minerales, lo que hace difícil su localización; no obstante, en imágenes de

electrones retrodispersados ésta es fácil debido al elevado número atómico de los elementos que lo integran. Típicamente concentra los elementos de las tierras raras ligeras (LREE).

Xenotima-Y: aunque más raro que la monacita, este fosfato de tierras raras pesadas (HREE) comparte asociación con la monacita, apareciendo a menudo como diminutas inclusiones dentro de otros minerales. Sus cristales son casi siempre alotriomórficos.

Uraninita: este mineral, raro en estas pegmatitas, se encuentra en agregados criptocristalinos, o bien en granos alotriomórficos de tamaño también muy fino. Probablemente procede de la alteración hidrotermal de circón o de monacita, con los que se encentra asociado espacialmente.

Barita: Forma el relleno de pequeñas vetillas, de pocas micras de anchura, dentro de micas o feldespatos. Se presenta en forma de cristales hipidiomórficos de tamaño de grano muy fino. Su presencia indica la circulación de fluidos hidrotermales o meteóricos transportando azufre oxidado, lo que evidenciaría un origen superficial. El bario puede proceder de la alteración de los feldespatos.

Núcleo

Como es habitual en todas las pegmatitas del campo de Giraúl, el núcleo es monomineral, y está constituido por cuarzo incoloro, de grano grueso. Esta zona estructural constituye aproximadamente el 10% del volumen de afloramiento de las pegmatitas.

7.1.3. SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DE LAS PEGMATITAS DE TIPO III

Si se compara la secuencia de cristalización de las pegmatitas de tipo II con las de tipo III, se apreciará que es muy similar, con dos novedades: la primera, la aparición de una tercera zona intermedia, con tamaño de grano de bloques y con un grado de albitización elevado; la segunda, la aparición de mayores cantidades de columbita, a la que sigue un reemplazamiento por minerales del grupo del pirocloro y casiterita. así pues, estas pegmatitas representan un peldaño más en la evolución de las pegmatitas del campo.

Como puede apreciarse en la figura 7.1.42, la cristalización de las zonas de borde y de pared es similar a las ya descritas en el tipo II. En las zonas intermedias se da, por otra parte, la cristalización cíclica comentada anteriormente para el tipo II, pero en este caso están avanzados los procesos de reemplazamiento, desarrollados al final de la cristalización de las zonas intermedias y, posiblemente, del núcleo.

El reemplazamiento más patente es la albitización, que aunque no muy generalizada todavía, se dispone alrededor de finas vetas de

Minerales	Zona de borde	Zona de pared	Primera zona	Segunda zona	Tercera zona	Núcleo	Albitización
<i>Albita</i>							
<i>Microclina</i>							
<i>Cuarzo</i>							
<i>Moscovita</i>							
<i>Turmalina</i>							
<i>Granate</i>							
<i>Monacita</i>							
<i>Xenotima</i>							
<i>Apatito</i>							
<i>Circón</i>							
<i>Columbita</i>							
<i>Microlita</i>							
<i>Uranomicrolita</i>							
<i>Casiterita</i>							
<i>Ixiolita</i>							
<i>Plumbomicrolita</i>							

Figura 7.1.42. Secuencia general de cristalización en las pegmatitas de tipo III.

albititas que crtan a las zonas intermedias. En estas albititas se da un relleno de albita sacaroidea, con la que se encuentran asociados abundantes cristales de columbita.

Por consiguiente, en estas pegmatitas hay un proceso de mineralización de Nb-Ta asociado con la circulación de fluidos hidrotermales tardíos

que depositan estas vetas albíticas. Finalmente, los fluidos más evolucionados terminan por precipitar asociaciones que involucran minerales con elementos de radio grande o alta carga (Pb, Ta, Sn, Bi, Sb), precipitando casiterita y minerales del grupo de la microlita, que reemplazan a la columbita.

7.2. PEGMATITAS DE TIPO III: GEOQUÍMICA MINERAL

7.2.1. FELDESPATO POTÁSICO

Como se recordará, el feldespato potásico es el mineral dominante en estas pegmatitas. Forma grandes cristales proclives al muestreo, y está poco albitizado.

7.2.1.1. Elementos mayores

Los análisis de FRX sobre cristales de feldespatos potásicos indican una fuerte componente albítica; sin embargo, los feldespatos analizados mediante microsonda electrónica demuestran la pureza de ambos feldespatos a escala puntual, indicando un alto grado de desmezcla (tabla 7.2.7a, 7.2.7b y figura 7.2.1 de los anexos analíticos).

Por consiguiente, las elevadas proporciones de albita obtenidas en análisis a escala de cristal son debidas a la presencia de macropertitas en vetas o bien a la existencia de inclusiones de cristales de albita precoz; de hecho, ambos elementos han sido reconocidos mediante microscopía óptica en los cristales de microclina de estas pegmatitas. Por tanto, los análisis de FRX dan sólo una idea aproximada de la proporción de vetas perfiticas en este tipo de contexto.

7.2.1.2. Elementos traza

De forma similar a las anteriores pegmatitas, se ha analizado el contenido de elementos traza en función de la posición de la muestra en la estructura interna de la pegmatita.

Los análisis se han efectuado mediante fluorescencia de rayos X, ICP-MS y activación neutrónica (INAA); los resultados detallados están en las tablas tablas 7.2.7pnde los anexos analíticos.

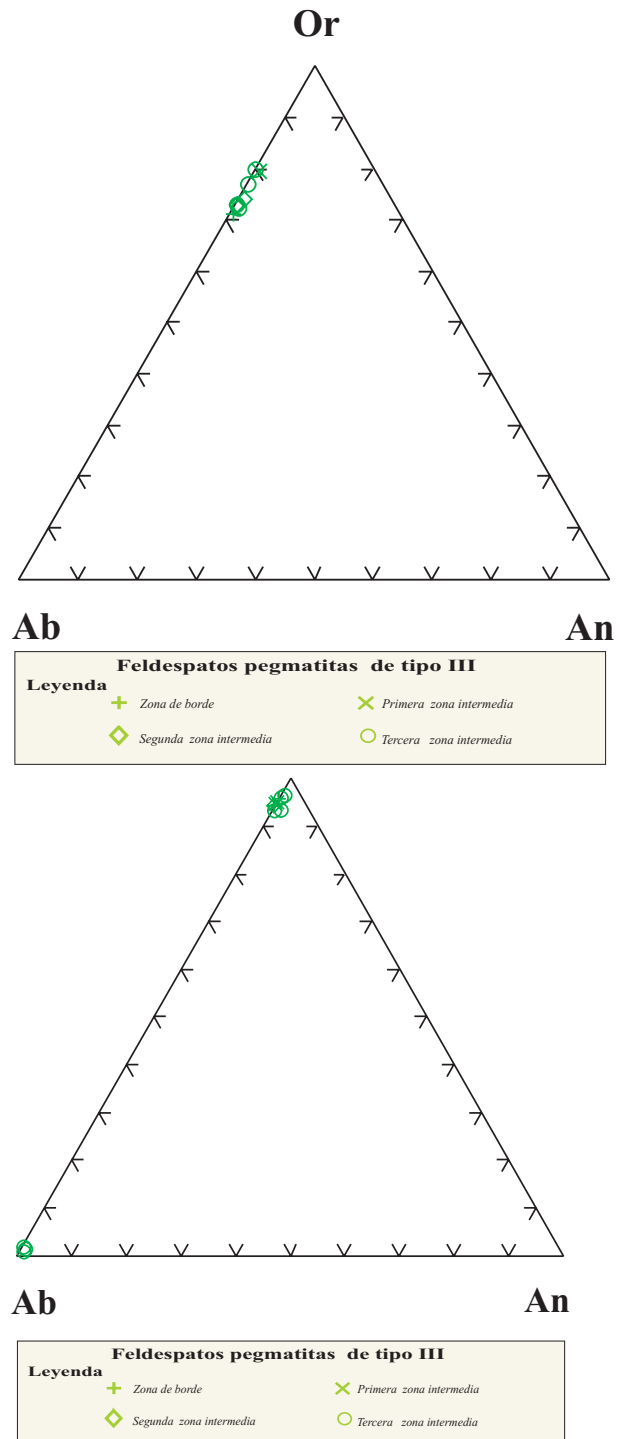


Figura 7.2.1. Representación de las composiciones molares de los feldespatos alcalinos de las pegmatitas de tipo III; arriba: análisis a escala de cristal (FRX); abajo, análisis puntual con EMP.

Rubidio

El contenido de Rb de las pegmatitas de tipo III, como en las otras pegmatitas ya descritas del campo, aumenta en un grado de magnitud aproximadamente según sea la posición de la muestra en la secuencia de cristalización de la pegmatita, de modo que se concentra en los estadios más tardíos y más evolucionados.

Así, el contenido en rubidio aumenta desde la zona de borde hasta la tercera zona intermedia de la pegmatita, variando desde 337 ppm hasta 1241 ppm respectivamente (véase figura 7.2.2 y tablas 7.2.7c de análisis en el anexo).

Cesio

Este elemento muestra, nuevamente en estas pegmatitas, una correlación similar a la del Rb aunque con menor magnitud, con una correlación negativa frente a la relación K/Rb, lo cual es indicativo de un acusado fraccionamiento.

De este modo, en estas pegmatitas el contenido de Cs incrementa en un grado de magnitud acorde con el grado de cristalización de la pegmatita, desde la zona de borde (unas 40 ppm aproximadamente) hasta la tercera zona intermedia (con 121 ppm), como puede apreciarse en la figura 7.2.2 y en la tabla 7.2.7c de análisis en el anexo.

Bario

El Ba presenta un comportamiento inverso al de los elementos arriba mencionados, siendo las concentraciones más elevadas como un elemento indicador de menor grado evolutivo de los feldspatos, y mostrando una correlación claramente positiva frente a la relación K/Rb.

De este modo, el contenido de Ba disminuye en mucho más de un orden de magnitud desde la zona de borde hacia la tercera zona intermedia, desde 552 a 16 ppm respectivamente, como puede apreciarse en

la figura 7.2.2 y en la tabla 7.2.7c de los anexos.

Plomo

El caso del Pb es similar al del Ba, de modo que exhibe una correlación positiva con respecto a la relación K/Rb, de manera que decrece con el aumento del grado de cristalización de la pegmatita.

En consecuencia, el contenido de Pb es un orden de magnitud más alto en la zona de borde y disminuye hacia la tercera zona intermedia, desde 68 a 17 ppm respectivamente, como puede apreciarse en la figura 7.2.2 y en la tabla 7.2.7c de análisis en el anexo.

Estroncio

Este elemento, como el Pb y el Ba, presenta una correlación positiva frente a la relación K/Rb. De todos modos, este elemento de manera general tiende más a concentrarse en las plagioclasas.

El Sr presenta un comportamiento inverso con el grado de evolución de una pegmatita o incluso con el grado de cristalización en la secuencia dentro de la pegmatita.

De este modo, el contenido de Sr es más elevado en la zona de borde y decrece en un orden de magnitud hacia la tercera zona intermedia, respectivamente desde 111 a 10 ppm, como puede apreciarse en la figura 7.2.2 y en la tabla 7.2.7c de análisis en el anexo.

Galio

El galio es, en cambio, un elemento que en general incrementa con la secuencia de cristalización en pegmatitas, y en este caso muestra efectivamente una correlación negativa con respecto a la relación K/Rb.

De este modo, el contenido de Ga incrementa, aunque sólo sea muy ligeramente, con el grado de cristalización en la secuencia de la pegmatita, desde la zona de borde (unas

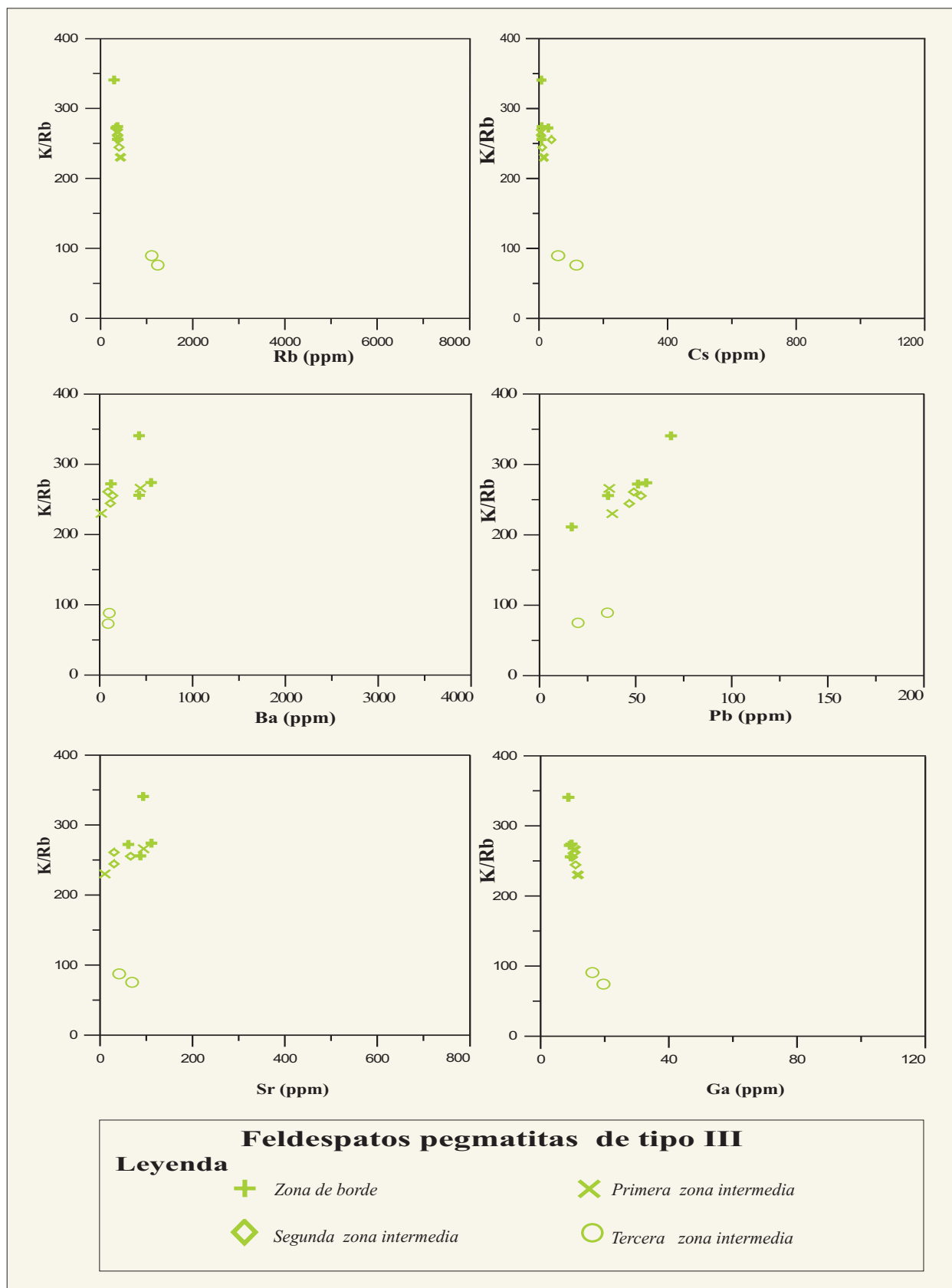


Figura 7.2.2. Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función del grupo de pegmatitas muestreado y en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera y en la segunda zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

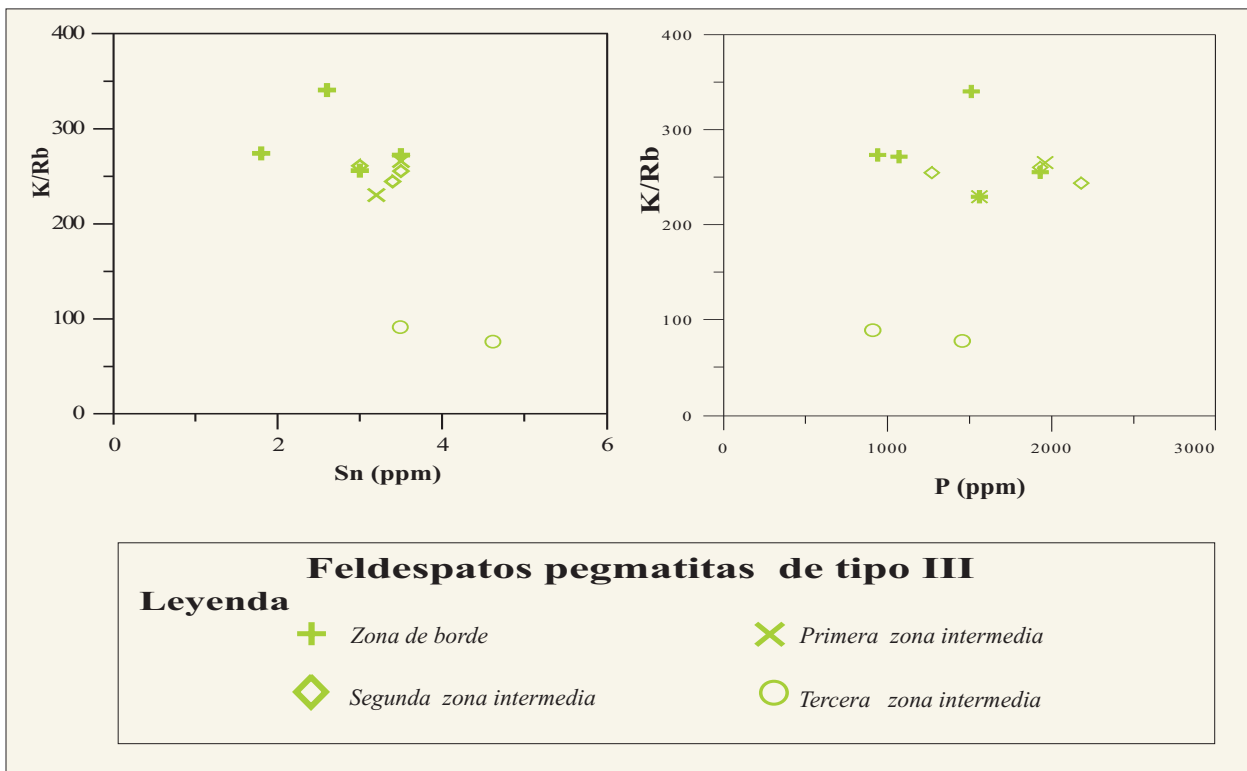


Figura 7.2.2 (cont.). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera y en la segunda zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

9 ppm) hasta la tercera zona intermedia (con unas 20 ppm), como puede apreciarse en la figura 7.2.2 y en la tabla 7.2.7c de análisis en el anexo.

Estaño

El Sn exhibe nuevamente una correlación negativa frente a la relación K/Rb, y por otra parte el contenido del Sn incrementa, aunque también sólo muy ligeramente dentro del mismo orden de magnitud, con el grado de cristalización en la secuencia de la pegmatita.

Las proporciones de Sn son muy bajas en el feldespato potásico, pero las variaciones de los análisis se estiman suficientemente representativas.

Así, el contenido de Sn aumenta desde la zona de borde (con 1 ppm) hasta la a tercera zona intermedia (con 5 ppm), como puede

apreciarse en la figura 7.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo.

Fósforo

Finalmente, el fósforo muestra una cierta dispersión de datos con respecto a la relación K/Rb, variando en un rango de casi dos órdenes de magnitud (0,09-0,22 %) entre la zona de borde y la tercera zona intermedia, aunque la distribución de los valores no parece atenerse a ninguna regla determinada, como puede apreciarse en la figura 7.2.2 y en la tabla 7.2.7c de análisis en el anexo.

Por consiguiente, la substitución berlinítica no parece estar muy desarrollada en los feldespatos de estas pegmatitas, y el fósforo parece estar más fraccionado hacia la cristalización de apatito, común en estas pegmatitas.

7.2.2. MOSCOVITA

La moscovita es el único mineral del grupo de la mica presente en las pegmatitas de tipo III, y está repartida por las diversas unidades, aunque solamente se dispone de datos de las zonas más internas.

7.2.2.1. Elementos mayores

Los análisis químicos de las micas en las pegmatitas de tipo III, representados en el diagrama Li-R2-R3 de Foster (1960), figura 7.2.3 y tabla 7.2.7d, no muestran variaciones significativas entre las unidades internas muestreadas. De este modo, el conjunto de todos estos datos se ubica muy cerca del polo moscovita, indicando que la proporción de componente celadónico (Fe^{3+}) es baja, como también lo es la proporción de litio o de componentes trioctaédricos (Mg , Fe^{2+}); figura 7.2.4 y tabla 7.2.7e. La proporción de componente margarítico (Ca) es todavía más baja.

En estos cristales de micas de las pegmatitas de tipo III, pues, se dan todavía composiciones químicas cercanas a las de las micas blancas comunes, típicas de pegmatitas relativamente poco evolucionadas.

7.2.2.1. Elementos mayores

De forma similar a las anteriores pegmatitas, se ha analizado el contenido de elementos traza en función de la posición de la muestra en la estructura interna de la pegmatita.

Los análisis se han efectuado mediante fluorescencia de rayos X, ICP-MS y activación neutrónica (INAA); los resultados detallados están en las tablas 7.2.7f, de los anexos analíticos.

Rubidio

El contenido de Rb sigue una correlación negativa con la relación K/Rb. Esta relación decrece, con el incremento del Rb, desde la primera zona intermedia hasta la tercera zona intermedia.

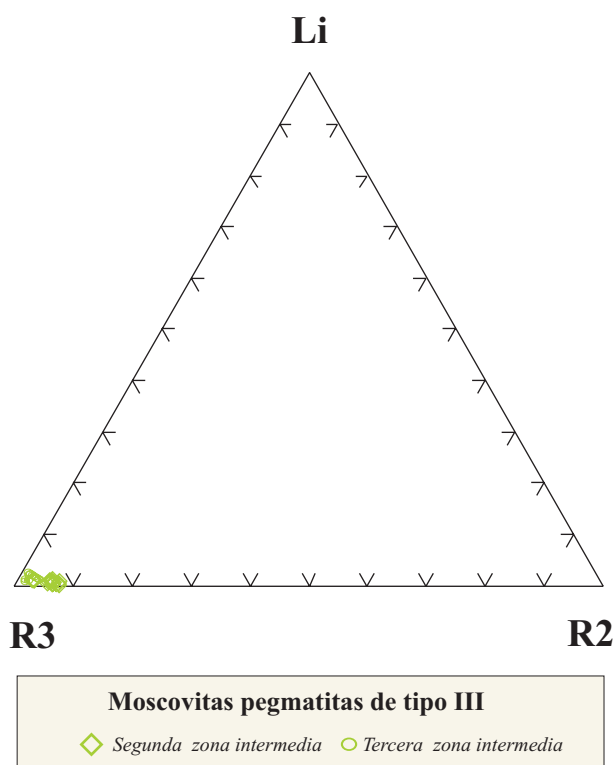


Figura 7.2.3. Representación de composiciones de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en el diagrama R3-R2-Li de Foster (1960), modificado por Tindle y Webb (1990), en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada. Análisis por FRX e ICP-MS, INAA.

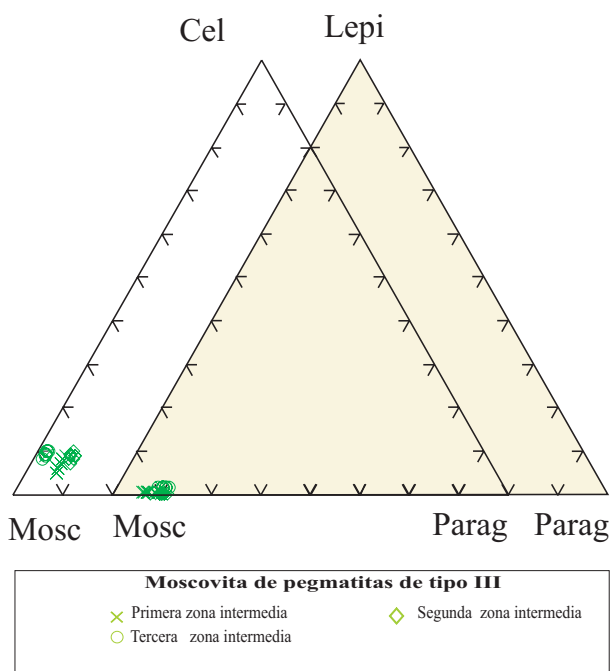


Figura 7.2.4. Representación de composiciones de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, según la estructura interna de la pegmatita muestreada.

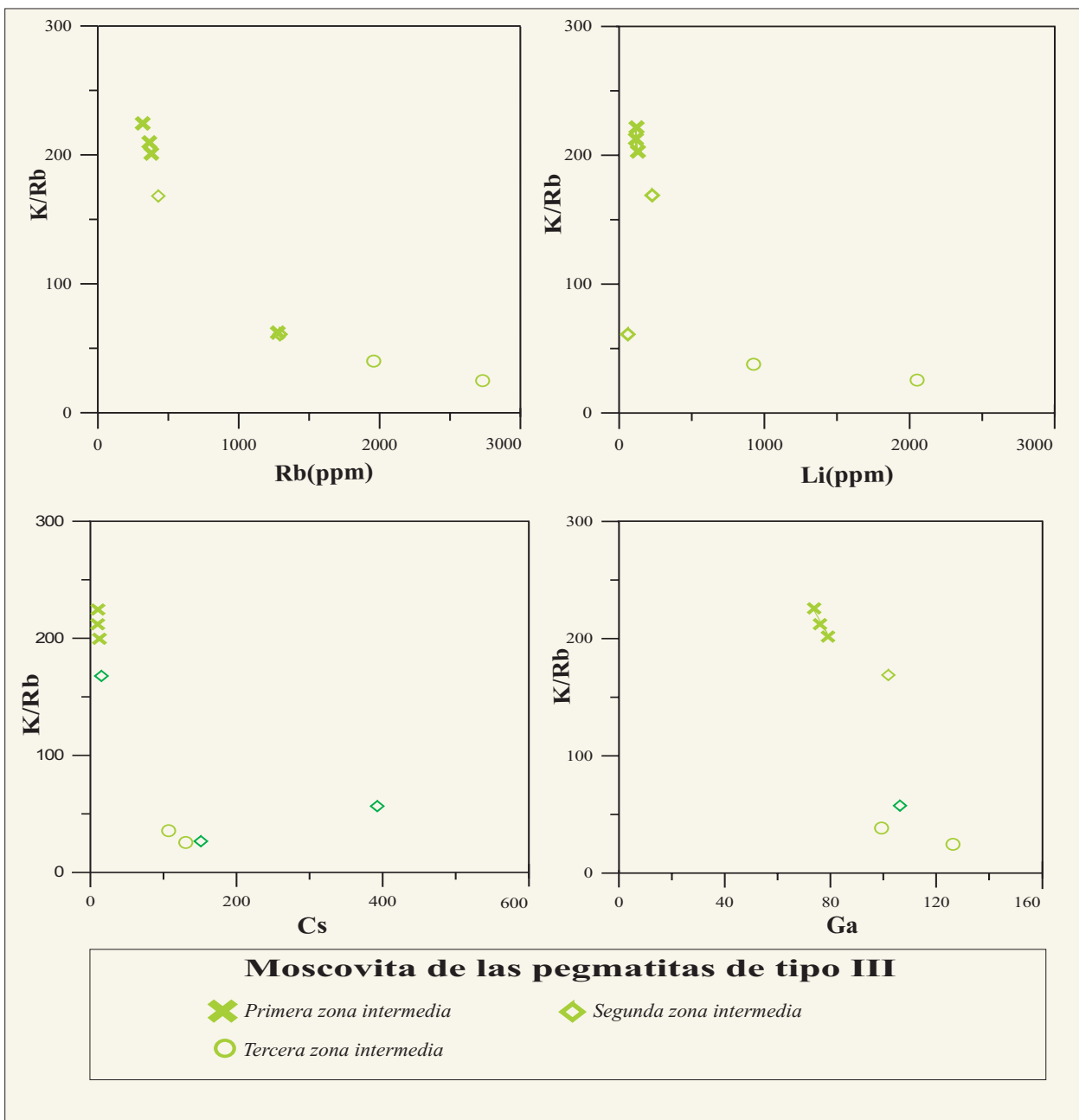


Figura 7.2.5. Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la primera, segunda y tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

El contenido del Rb varía de 342 ppm en la primera zona intermedia hasta 2767 ppm en la zona más evolucionada de la pegmatita (figura 7.2.5, y tabla 7.2.7g, en el anexo analítico), de manera que el enriquecimiento en rubidio es de un orden de magnitud en el curso de la cristalización de la roca. No obstante, nótese que es en la tercera zona

intermedia en la que se produce el despegue de la concentración de Rb.

Litio

El Li presenta una correlación negativa frente a la relación K/Rb análoga a la del rubidio. A mayor proporción de Rb, mayor proporción de Li; este

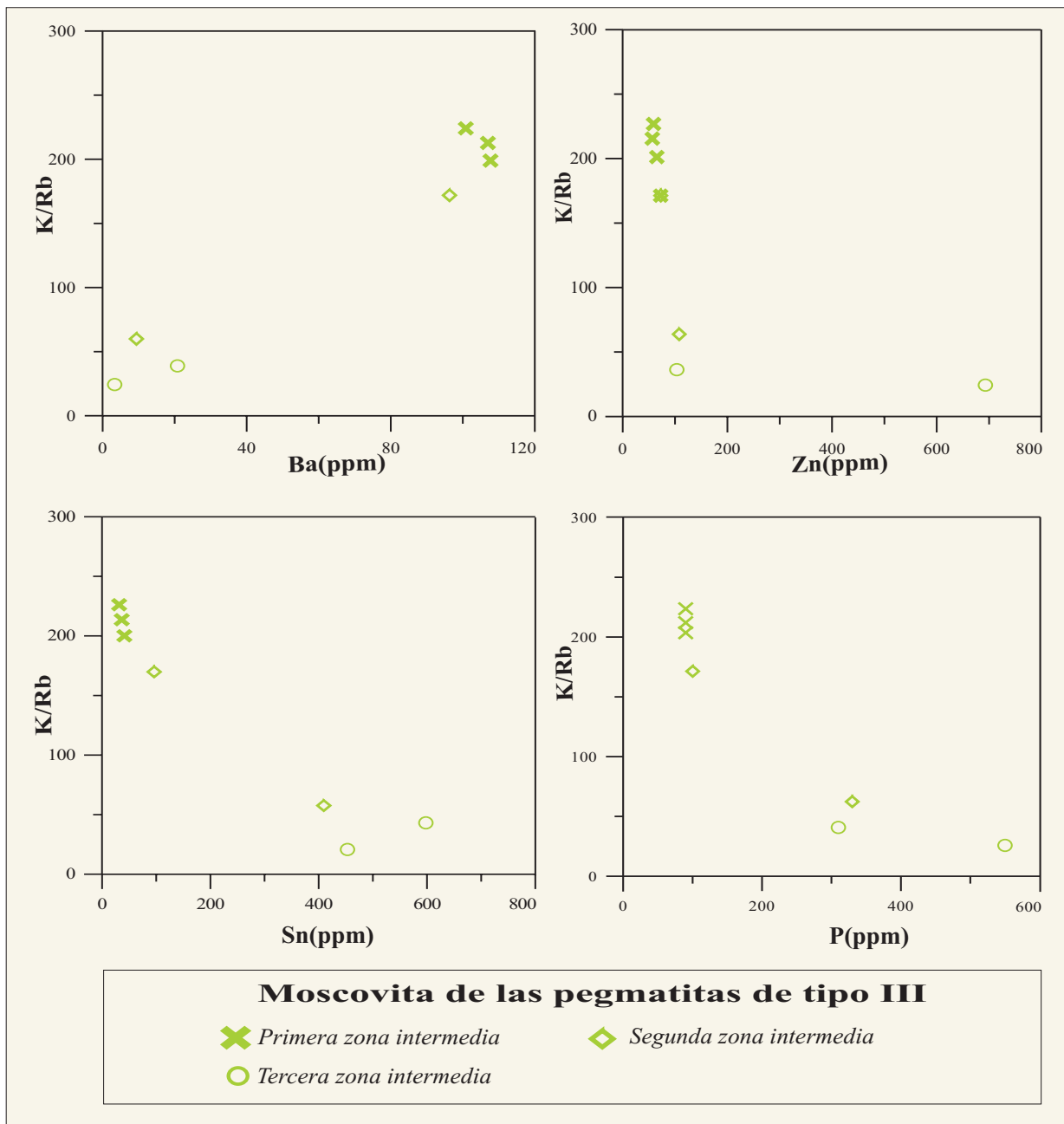


Figura 7.2.5 (cont). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la primera, segunda y tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

enriquecimiento es muy fuerte, de dos órdenes de magnitud, y se da desde la primera zona intermedia (unas 55 ppm) hasta la tercera zona intermedia (unas 2100 ppm). La diferencia entre los contenidos entre la primera y la segunda zonas intermedias es bastante ligera, y el mayor contraste se da con la tercera zona intermedia (figura 7.2.7, y tabla 7.2.7j).

Cesio

El comportamiento del Cs con respecto a la relación K/Rb es también negativo, marcada por el decrecimiento de la relación K/Rb con el incremento del Cs, en particular desde la primera zona intermedia hasta la segunda zona intermedia y decrece en la tercera zona

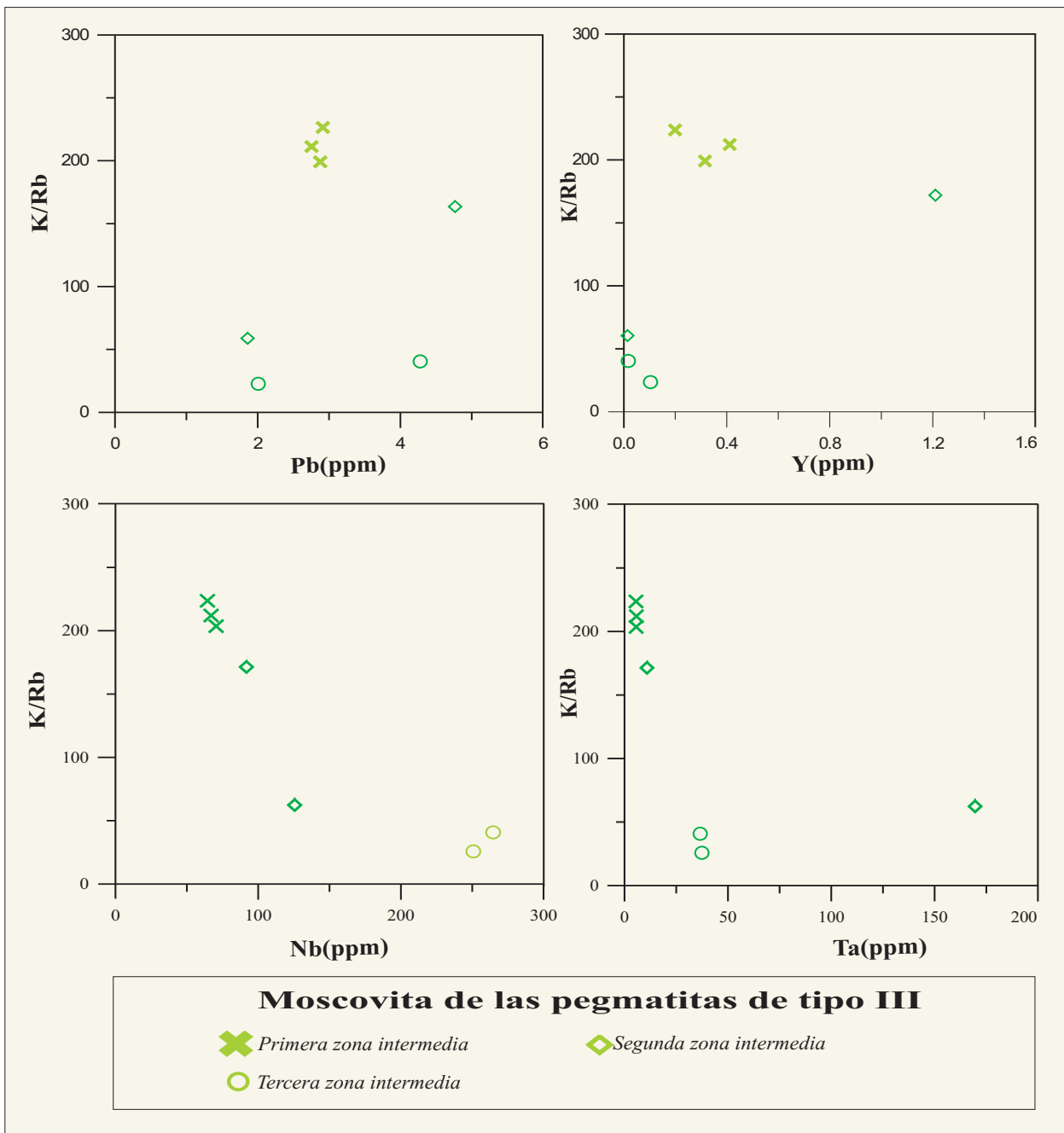


Figura 7.2.5 (cont). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la primera, segunda y tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

intermedia. El contenido del Cs varía desde 6,6 a 393 ppm, en poco menos de un orden de magnitud, (figura 7.2.5 y , tabla 7.2.7h de los anexos).

Galio

El Ga presenta una significativa correlación

negativa frente a la relación K/Rb, marcando un cierto grado de evolución, enriqueciéndose, aunque sólo muy ligeramente, desde la primera zona intermedia hasta la tercera zona intermedia, con sus contenidos variando en menos de un orden de magnitud, entre 73 y mayor que 100 ppm, como puede apreciarse en la figura 7.2.5 y tabla 7.2.7i, de los los anexos.

Bario

El comportamiento del Ba con respecto a la relación K/Rb es positivo, siendo más alto en las zonas más precoces (unas 108 ppm) y más bajo en las más tardías (3 ppm) de las pegmatitas, como se aprecia en la figura 7.2.5 y en las tablas de los anexos analíticos.

Como en otras pegmatitas, este elemento se concentra en los estadios menos evolucionados.

Zinc

El Zn presenta también una correlación negativa muy tenue (aunque con un valor muy enriquecido) frente a la relación K/Rb, de modo que en las zonas más internas la proporción de Zn puede llegar a incrementar (aunque debido a este valor posiblemente anómalo) en un orden de magnitud, desde unas 80 a 700 ppm (figura 7.2.5).

Estaño

El Sn presenta también una correlación negativa frente a relación K/Rb, mucho más patente que en el caso del Zn. De este modo, la proporción de Sn aumenta sistemáticamente también en un orden de magnitud desde la primera zona intermedia hasta la tercera zona intermedia, desde 34 a 594 ppm, como puede apreciarse en la figura 7.2.5 y en las tablas de los anexos.

Fósforo

El P sigue un patrón de correlación negativa con respecto a la relación K/Rb, aspecto que implica que se da un mayor contenido en P cuanto mayor es el grado de cristalización de la pegmatita.

En el caso de las pegmatitas de tipo III, las mayores concentraciones de P en los cristales de moscovita se dan en las zonas de cristalización más tardía, en la tercera zona

intermedia, mientras que los valores más bajos se registran en la primera zona intermedia. En ningún caso los valores llegan a ser espectaculares (unas 600 ppm como máximo en la tercera zona intermedia, mientras que en la primera los valores apenas alcanzan 100 ppm.

El grado de sustitución berlinítica en los cristales de feldespato potásico incrementa de forma progresiva en las zonas intermedias, desde la primera a la tercera, como puede apreciarse en la figura 7.2.5 y en las tablas de los anexos.

Plomo

En el caso de las pegmatitas de tipo II, y para los cristales de moscovita, el comportamiento del Pb no presenta una clara correlación frente a la relación K/Rb, aunque por lo general el Pb tiende concentrarse en las unidades menos evolucionadas de las pegmatitas, desde la primera zona hasta la segunda intermedia, aunque en este caso el comportamiento de Pb es irregular.

El contenido del Pb es en todos los casos muy bajo y varía escasamente en el mismo orden de magnitud, desde casi 2 a 5 ppm, como puede apreciarse en la figura 7.2.5 y en las tablas de los anexos.

Itrio

El contenido de Y, aunque muy variable y con una población dispersa de valores, parece mostrar una correlación positiva con respecto a la relación K/Rb, ya que el contenido de Y aumenta hacia la segunda zona intermedia, aunque decrece en la tercera zona intermedia; no obstante, alguno de estos valores puede ser erróneo.

El contenido de Y puede ser desde inferior al límite de detección hasta unas pocas decenas de ppb, por lo que se considera irrelevante su significado en este mineral. Los contenidos mas bajo del Y corresponden a la moscovita de la tercera zona intermedia, , como puede apreciarse en la figura 7.2.5 y en

las tablas de los anexos.

Niobio

El comportamiento del Nb presenta una clarísima correlación negativa frente a la relación K/Rb.

El contenido del Nb aumenta paulatinamente desde la primera zona intermedia hasta la tercera zona intermedia, variando de forma apreciable, en un orden de magnitud, entre 64 a 265 ppm, como puede apreciarse en la figura 7.2.5 y tabla 7.2.7L de los anexos. Estos últimos valores son significativamente muy elevados en Nb, siendo precisamente en esta unidad en la que se produce la cristalización de los minerales del grupo de la columbita presentes en estas pegmatitas. Este enriquecimiento en Nb no creemos que pueda ser debido a contaminación por inclusiones, pues no se han localizado ópticamente o con microscopio electrónico cristales pequeños de columbita como inclusiones de las micas.

Tántalo

El contenido del Ta, de forma similar al caso del Nb, presenta una buena correlación negativa con respecto a la relación K/Rb, aunque con un valor anómalo en la segunda zona intermedia, y que sospechamos que quizás puede corresponder a alguna contaminación.

Encualquier caso, en las pegmatitas de tipo III se produce un ligero aumento del contenido de Ta en los cristales de moscovita desde la primera zona hasta la tercera zona intermedia; este incremento se produce dentro del mismo orden de magnitud si se elimina el valor anómalamente alto de la segunda zona intermedia antes mencionado. El rango de valores, en este caso, no supera las 50 ppm, como puede apreciarse en la figura 7.2.5 y en la tabla 7.2.7M de los anexos, aspecto que contrasta con la proporción de Nb en los mismos cristales. Este es otro argumento a favor de que los altos valores de Nb de la moscovita en modo alguno representan algún tipo de contaminación por microinclusiones de minerales del grupo de la columbita.

7.2.3. GRANATE

Se dispone de análisis puntuales de cristales de granate de la segunda zona intermedia de las pegmatitas de tipo III, obtenidos mediante microsonda electrónica, aspecto que permite descartar en estos análisis posibles contaminaciones por microinclusiones de otros minerales.

Los análisis de estos minerales se encuentran en la tabla 7.2.7n, de los anexos, y se encuentran representados en las dos partes de la figura 7.2.6; cabe señalar, no obstante, que solamente se dispone de análisis de granate de la segunda zona intermedia de estas pegmatitas.

El análisis químico puntual demuestra que los cristales de granate de la segunda zona intermedia son marcadamente homogéneos y no presentan ningún tipo de zonación distintiva (figura 7.2.6a).

Por su composición, de acuerdo con la regla del 50% de la IMA, pueden adscribirse a la spessartina, pues presentan más del 50% molar en este componente.

En el mismo diagrama de Cerný et al. (1980) puede apreciarse que el contenido de componente molar de piropro (derivado de su contenido de magnesio) es prácticamente nulo, aspecto que concuerda con un mayor grado de evolución del magma pegmatítico.

Por otra parte, en la figura 7.2.6b se muestra la variación del contenido de Ca en estos granates de acuerdo con el diagrama de Breaks et al. (2003). Este diagrama ha sido utilizado para comprobar el grado de interacción de un magma pegmatítico dado con encajantes metabasíticos o mármoles; en nuestro caso, la proporción de componente ugrandita (y, en particular, de uvarovita) es prácticamente despreciable.

Como puede apreciarse, en las pegmatitas de tipo III el contenido de Ca y Mg es nulo, lo que indicaría un bajo grado de interacción entre el magma que originó la segunda zona intermedia y la roca encajante de las pegmatitas (principalmente, rocas básicas y ultrabásicas). Por otra parte, la elevada proporción de Mn sugiere que el magma pegmatítico que generó estas pegmatitas es poco evolucionado.

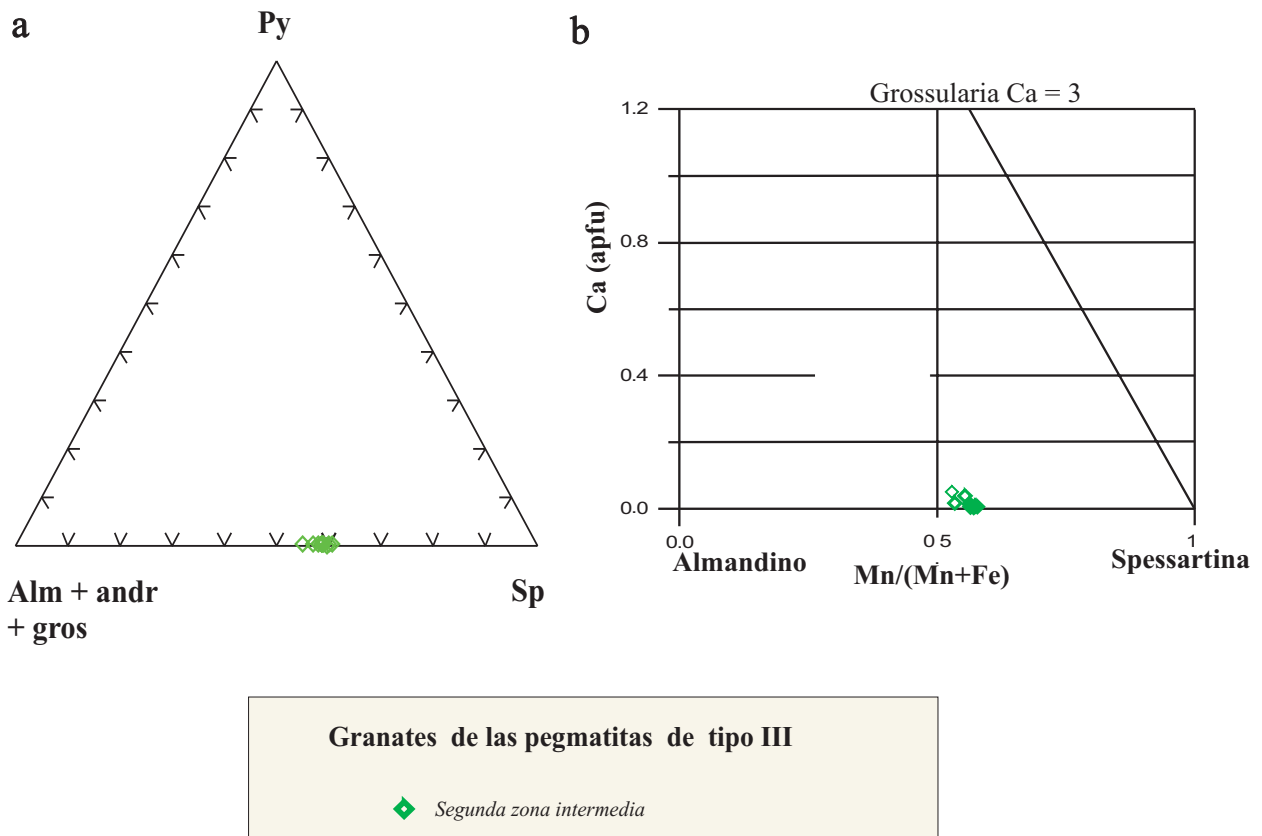


Figura 7.2.6. Representación gráfica de los minerales del grupo del granate en los diagramas siguientes: a) piropo-spessartina- (almandino+grossularia+andradita), de Èerný et al. (1980), en el que se refleja el alto contenido en Mn. b) Diagrama de Breaks et al. (2003).

7.2.4. CIRCÓN

Los cristales de circón de las pegmatitas de tipo III son de grano fino. Pese a ser escasos en estas pegmatitas, se ha conseguido analizar mediante microsonda electrónica algunos cristales que pueden considerarse representativos de las tres zonas intermedias presentes en estas pegmatitas (figura 7.2.7y tabla 7.2.7o). Como en los dos tipos anteriores de pegmatitas, el contenido en Hf es relativamente bajo, típico de magmas graníticos poco evolucionados, y parece relativamente homogéneo dentro del cristal. Los contenidos en Hf, típicos indicadores del grado de evolución del magma, incrementan desde la primera zona intermedia, si bien parecen estancarse sus valores desde la segunda a la tercera zonas intermedias, oscilando entre aproximadamente 1-4 % en peso de HfO₂. Estos valores son los típicos de magmas graníticos poco evolucionados.

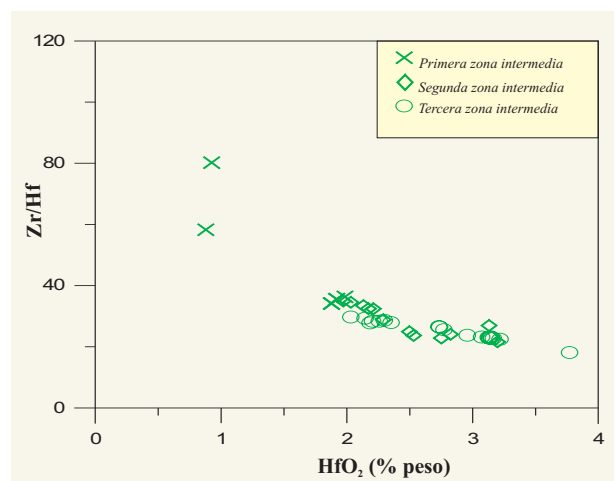


Figura 7.2.7 Representación gráfica de las composiciones químicas de cristales de circón de las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl, en función de la zona muestreada de la estructura interna de la pegmatita, en el diagrama Zr/Hf versus HfO₂ (% en peso).

Por lo demás, el contenido en Y y Ti es también bajo o nulo, mientras que el contenido en Th y, sobre todo, en U, es significativo. De este modo, los cristales de este mineral son generalmente metamórficos.

7.2.5. GRUPO DE LAS TURMALINAS

Puesto que las pegmatitas de tipo III se encuentran a menudo encajadas en rocas metabásicas, cabría esperar fenómenos fuertes de contaminación en Mg del encajante, aspecto que se pretende comprobar con la ayuda de la composición de la turmalina. Como se recordará, la turmalina negra se encuentra desde la zona de borde a la tercera zona intermedia, asociada con feldespatos de textura gráfica, granate, cuarzo y moscovita. Se dispone de muestras de las tres zonas intermedias. Como en las otras pegmatitas, en lámina delgada se aprecia que los minerales del grupo de la turmalina están zonados, típicamente con un núcleo azul y un borde de color más verdoso.

Como en otros casos, debido a la presencia de un fuerte zonado, se ha analizado la composición química de los minerales de la turmalina mediante análisis puntual con microsonda electrónica. Por consiguiente, el cálculo de B, Li y de los OH se ha realizado a partir de estequiometría y balance de cargas. Los análisis químicos se encuentran detallados en la (tablas 7.2.7p - 7.2.7q), anexos analíticos, y aquí vamos a discutir los resultados mediante gráficos (véase figura 7.2.8, 7.2.9 y 7.2.10). El objetivo de este apartado, además de clasificar los minerales de la turmalina, es el de determinar su grado de evolución.

En primer lugar, en la figura 7.2.8a se establece que todas las turmalinas de las zonas intermedias de las pegmatitas de tipo III pertenecen al subgrupo alcalino, aunque con un grado importante de vacantes en la posición X, y escasa proporción de componente cálcico.

En segundo, lugar, en la figura 7.2.8b se aprecia que la mayor parte de los análisis de estas zonas corresponden a composiciones en el campo del chorlo, si bien las muestras de la primera zona intermedia son más ricas en componente foidita. Como puede verse, no existen cambios

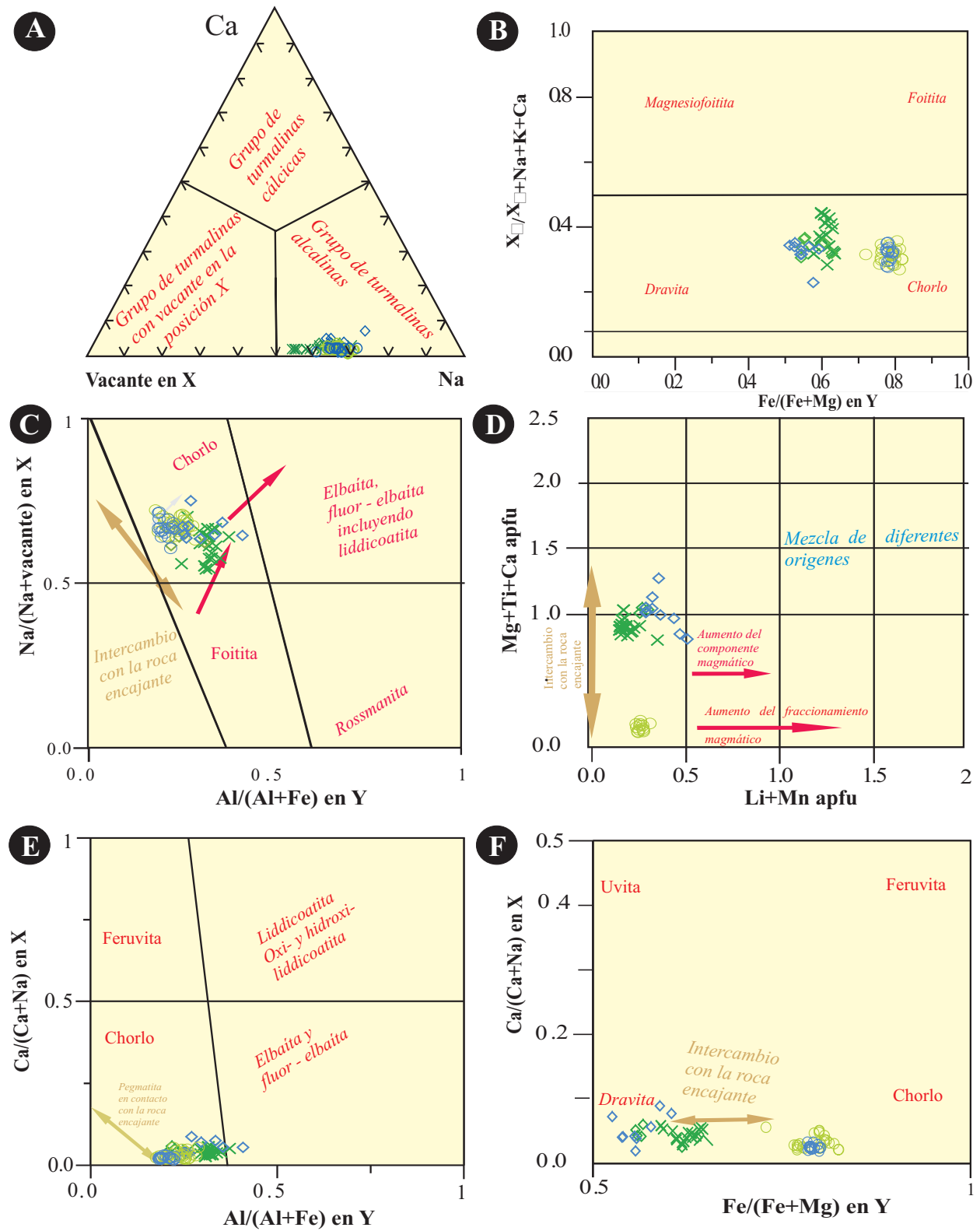
significativos en la proporción de álcalis o Mg a nivel de cristal, pues tanto los centros azules como los bordes verdes tienen composiciones similares en este gráfico. A escala de pegmatita, parece que hay una tendencia de enriquecimiento en Fe desde la primera zona intermedia a la segunda zona, lo que implicaría un menor aporte del encajante en esta última unidad.

Esta tendencia anterior queda en aparente contradicción con lo que se observa en el gráfico 7.2.8c, pues el trend de enriquecimiento en Na y empobrecimiento en Al, y que en nuestro caso se da desde la primera zona intermedia a la tercera, es atribuido por Tindle et al. (2005) a la reacción con el encajante.

Como puede apreciarse, en la primera zona intermedia el trend es de aumento en componente chorlo y en componente alcalino. En cambio, en la segunda zona intermedia, la turmalina mantiene constante la relación Fe/Mg, y el enriquecimiento es exclusivamente en álcalis en la primera zona intermedia. Este hecho puede deberse a un diferente grado de interacción con la roca encajante, aunque sea granítica. En este caso, en la primera zona intermedia, esto puede explicar el ligero enriquecimiento en Mg. En lo que respecta al enriquecimiento en álcalis, común a las dos pegmatitas, puede indicar un trend de tipo magmático.

Por lo que respecta al parámetro Li+Mn, que marca el grado de evolución de la composición de las pegmatitas, en la figura 7.2.8d se aprecia que se mantiene con un valor bajo en las tres zonas, y tanto en el borde como en el centro de los cristales, lo que indica que el magma parental era un magma poco evolucionado. En cambio, en el mismo diagrama el trend de empobrecimiento en Ti+Mg+Ca desde la primera zona intermedia a la tercera marcaría una disminución de la contaminación por el encajante desde la primera a la tercera zonas intermedias, de acuerdo con los criterios de Tindle et al. (2005).

La contaminación por Ca del encajante es baja, como se distingue en la figura 7.2.8e; en la figura 7.2.8f se aprecia mejor el empobrecimiento en Mg desde la primera zona intermedia, manteniéndose el Ca más o menos constante. Este bajo contenido en Ca puede deberse a la cocrystalización generalizada de



Turmalina de las pegmatitas de tipo III		
Primera zona intermedia	Segunda zona intermedia	Tercera zona intermedia
<ul style="list-style-type: none"> ✕ Borde del cristal, de color verde ✕ Núcleo del cristal, de color azul 	<ul style="list-style-type: none"> ◊ Borde del cristal, de color verde ◊ Núcleo del cristal, de color azul 	<ul style="list-style-type: none"> ○ Borde del cristal, de color verde ○ Núcleo del cristal, de color azul

Figura 7.2.8. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo III en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004). Flecha ; marrón y roja: trends teóricos.

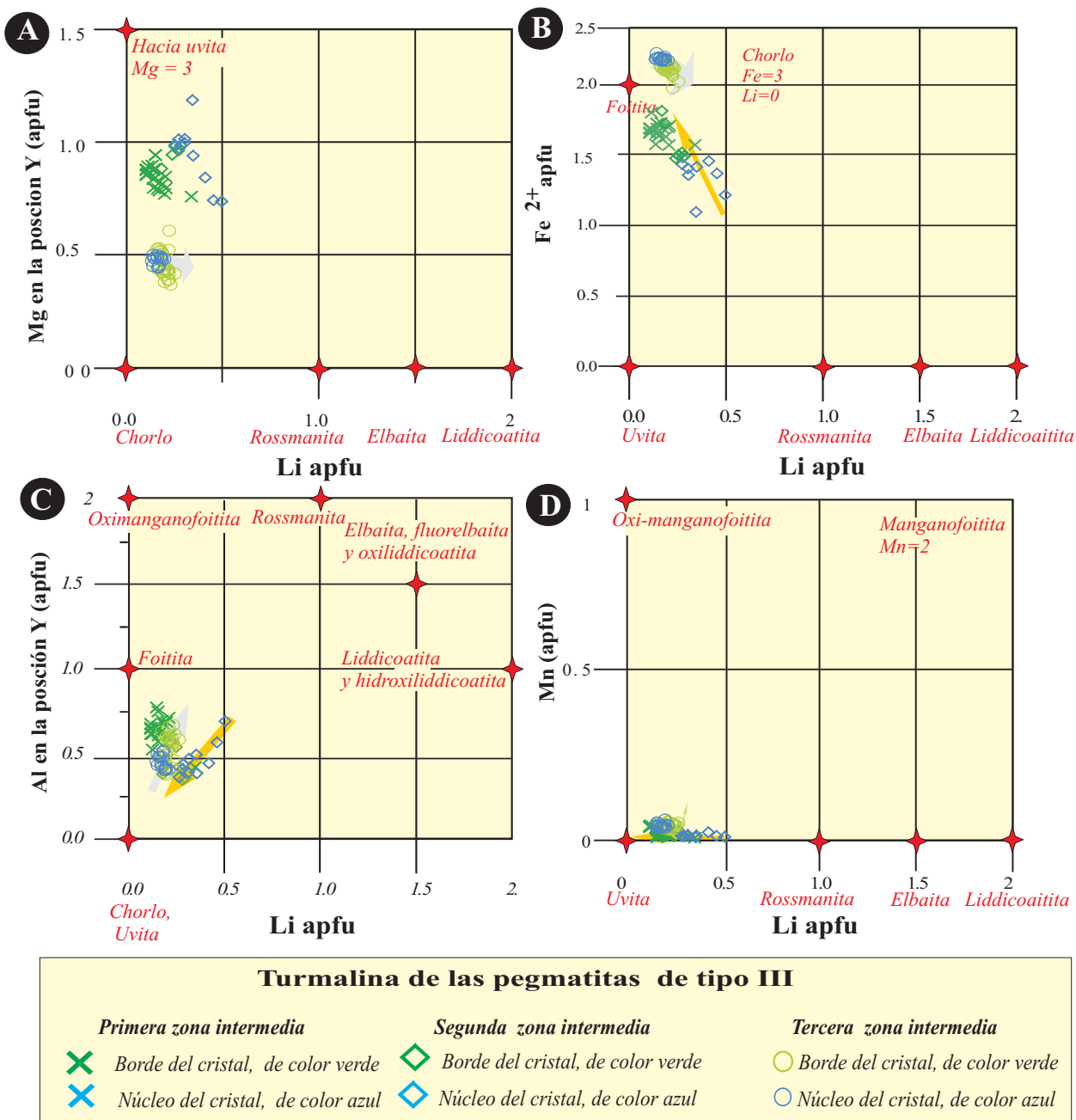


Figura 7.2.9. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo III en los diagramas de Tindle et al. (2005). Flecha; marrón y roja: trends teóricos.

apatito, que consumiría abundante Ca.

En lo que respecta a los diagramas de evolución de Tindle et al. (2005) basados en la correlación de ciertos elementos en relación al Li (figuras 7.2.9 y 7.2.10) aportan poca información nueva a lo ya apuntado, pues como hemos indicado la proporción de Li es baja en estas pegmatitas. No obstante, en la figura 7.2.9a, que relaciona el contenido de Mg y de Li en el diagrama de Tindle et al. (2005), con dificultad puede apreciarse un

incremento de Li desde la primera zona a la segunda, que es compensado en ésta por la pérdida de Li en el exterior de los cristales. En la tercera zona intermedia el valor de Li se mantiene es bajo, con valores similares a los de la segunda zona intermedia. En cambio, el Mg disminuye desde las primeras zonas a la tercera, en lo que puede interpretarse como una disminución de la contaminación por parte del encajante gabroico.

En la figura 7.2.9b, se aprecia que, mientras

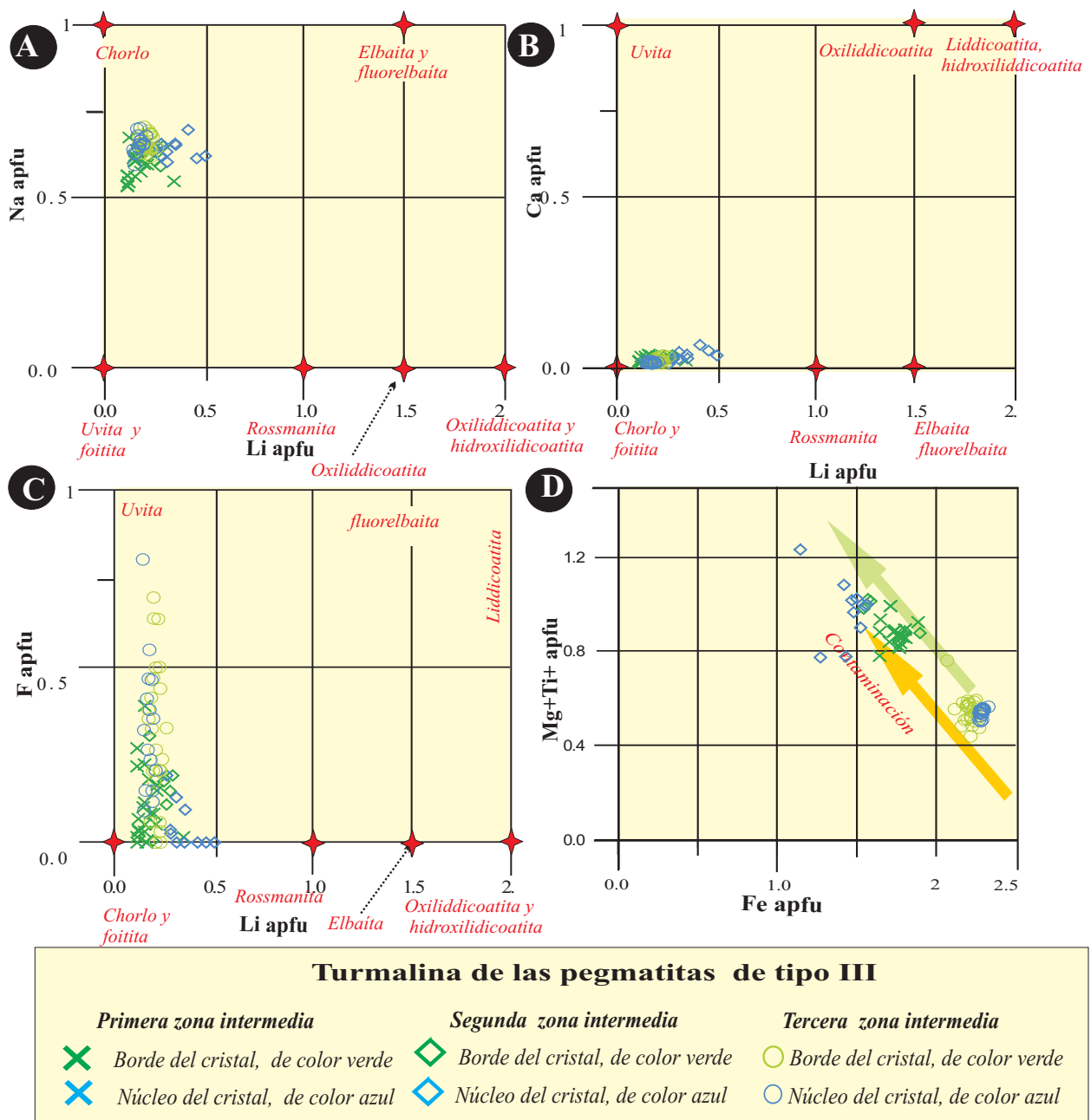


Figura 7.2.10. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo III en los diagramas de Tindle et al. (2005). Flecha verde: trend de la primera zona intermedia; naranja: trend de la segunda zona intermedia.

que en la primera zona intermedia las proporciones de Li y Fe son bastante constantes y bajas, en la segunda el Li queda inicialmente enriquecido en Li y empobrecido en Fe, para después invertirse la tendencia hacia la parte externa de los cristales. Finalmente, en la tercera zona intermedia la proporción de Li queda estabilizada hacia valores bajos, mientras que el Fe se mantiene alto.

Esta tendencia oscilante en las variaciones composicionales puede observarse también en la

figura 7.2.9c, con variaciones inversas en el trend del Al en la posición Y. En cambio, el contenido de Mn en la posición Y se mantiene constante y en un valor bajo (fig. 7.2.9d). También se aprecian variaciones recurrentes similares en el diagrama 7.2.10a para el Na; en cambio, el Ca se mantiene casi nulo en todas las unidades. En cambio, el contenido de F aumenta fuertemente desde la primera a la tercera zona intermedia, si bien en ésta varía de forma muy errática. Finalmente, en la figura

7.2.10d se aprecia que el grado de interacción con el encajante disminuye desde las dos primeras zonas intermedias a la tercera, si bien en el borde de los cristales de la tercera se invierte totalmente la tendencia.

Por consiguiente, la cristalización de la turmalina en las zonas intermedias de las pegmatitas de tipo III se produce en un marco muy influenciado por el encajante de forma recurrente, de manera que en cada zona tienden a formarse cristales de turmalina con núcleos de tipo chorlo (con componente foitita), de color azul en lámina delgada, formados por cristalización dominada por la composición del magma, mientras que los bordes verdes presentes en todos estos cristales son más ricos en Mg-Ti-Ca, indicando un alto grado de contaminación por el encajante. Este proceso se repite de forma recurrente en al final de la cristalización de cada unidad, de manera que posiblemente es este estadio cíclico el que marca el fin de cada secuencia de cristalización y, por tanto, de cada zona intermedia.

Por otra parte, la escasa proporción de Li, Mn es una indicación del bajo grado de evolución de las pegmatitas de tipo III.

7.2.6. APATITO

Se cuenta con análisis puntuales mediante microsonda electrónica de la composición de los elementos mayoritarios en cristales de apatito azul de la segunda zona intermedia, en la que este mineral es muy abundante en estas pegmatitas.

Se ha representado los análisis en los diagramas de Piccoli y Candela (2002), figura 7.2.11 y tabla 7.2.7r en anexos. En la posición del anión adicional la posición está ocupada mayoritariamente por fluor, siendo menos del 10% los componentes hidroxilo; los de carbonato o cloruro son nulos, por lo que este mineral corresponde a las proximidades del término extremo fluorapatito.

En lo que respecta a la posición de los cationes, como sustitución de calcio existen pequeñas proporciones de Mn, siempre en el orden del 3%; la proporción de Fe es casi imperceptible. El contenido en tierras raras no es detectable con la

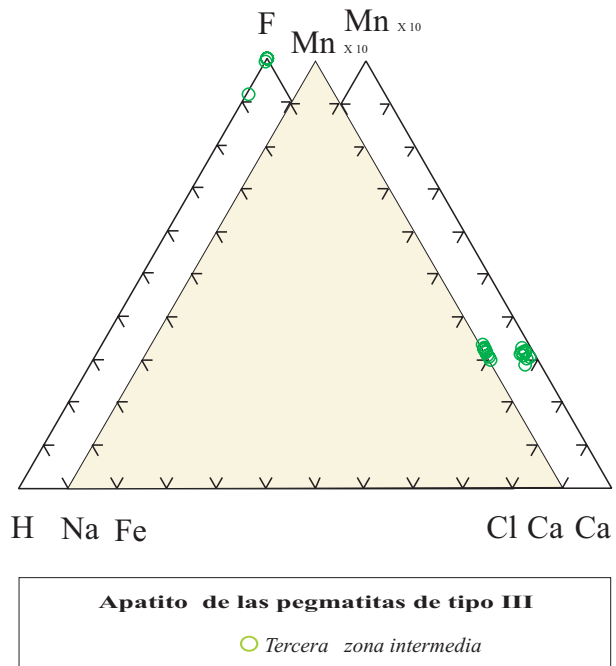


Figura 7.2.11. Representación gráfica de la composición química de los cristales de apatito de las pegmatitas de tipo III en los diagramas de Piccoli y Candela (2002).

microsonda electrónica; los contenidos en Sr y álcalis son asimismo casi nulos.

En la posición del anión PO_4 parece que no se dan sustituciones significativas por parte de otros aniones, como SiO_4 , AsO_4 u otros, por lo que la composición química del mineral se asemeja bastante, excepto por las pequeñas concentraciones de Mn y la ligera cantidad de agua, a la composición estequiométrica del fluorapatito.

7.2.7. GRUPO DE LA COLUMBITA

Por lo general, como se recordará, los minerales de este grupo o son de grano fino o bien presentan a menudo una marcada variabilidad a nivel de grano, por lo que se han analizado mediante microsonda electrónica.

Los minerales del grupo de la columbita aparecen en las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl bajo dos aspectos diferentes:

(a) Cristales idiomórficos de hasta 1mm de longitud que presentan un zonado

convolucionado, con partes más claras (ricas en Ta) y otras más oscuras (ricas en Nb). La composición de los minerales del grupo de la columbita en estas pegmatitas aparece representada en la Figura 7.2.12 y tabla 7.2.7s. Los cristales zonados corresponden a los campos de ferrocolumbita y de ferrotantalita, llegando en algún punto al de la manganotantalita. En general, la relación $Ta/(Ta+Nb)$ en estas columbitas varía entre 0.13 y 0.58, y la relación $Mn/(Mn+Fe)$ entre 0.39 y 0.58, por lo que no se trata de composiciones típicas de pegmatitas evolucionadas.

(b) Cristales idiomórficos de hasta 0.5 cm en donde no se aprecia zonación o ésta está muy poco marcada. Los cristales no zonados están formados por ferrocolumbita, y su composición es muy constante respecto a la relación $Ta/(Ta+Nb)$, aproximadamente entre 0.8 y 0.11, mientras que la relación $Mn/(Mn+Fe)$ oscila ligeramente entre 0.34 y 0.54.

El resto de elementos se encuentran en proporciones mucho menores. El contenido en TiO_2 puede ser tan bajo como 0.51% en peso, pero normalmente oscila entre 1.2 y 2.115 en peso. El de WO_3 está entre 0.22 y 2.31 % en peso. El SnO_2 es inferior a 0.6% en peso y el MgO varía entre 0.01-0.165 en peso. Otros elementos, como el Y y Sb, están por debajo del límite de detección de la microsonda electrónica.

7.2.8. GRUPO DEL PIROCLORO

Los minerales del grupo del pirocloro se hallan en finas vetas que cortan a los cristales de ferrocolumbita no zonada. En estas pegmatitas, de acuerdo con los criterios de clasificación de Hogarth (1977), que son los aceptados actualmente por la International Mineralogical Association (IMA), todos los minerales de este grupo pertenecen al subgrupo del pirocloro s.s., esto es, con Nb como catión dominante en la posición X (Figura 7.2.13 y tabla 7.2.7t, en los anexos).

Por otra parte, la composición de los cristales del grupo del pirocloro es muy variable, habiéndose localizado la presencia de granos con composición química interna muy

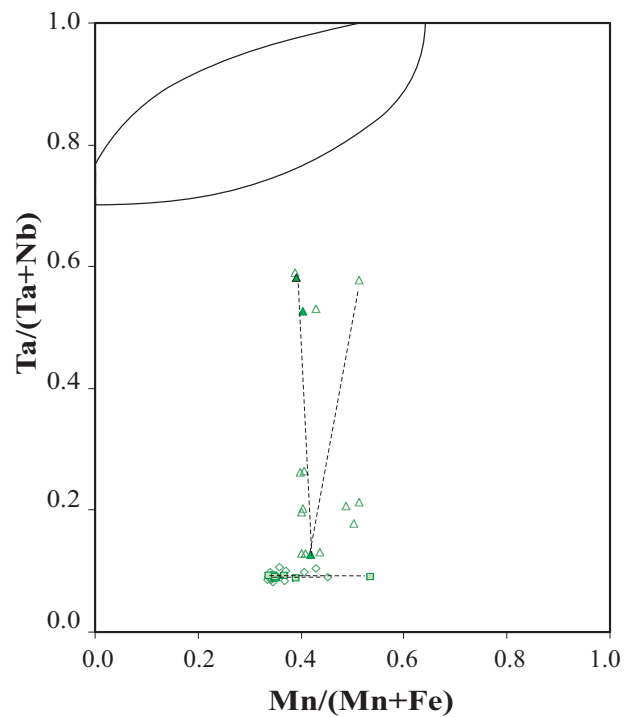


Figura 7.2.12. Representación gráfica de las composiciones químicas de los minerales del grupo de la columbita de las pegmatitas III de Giraúl en el diagrama de clasificación $Ta/(Ta+Nb)$ versus $Mn/(Mn+Fe)$ de Èerný y Ercit (1989). Cada símbolo indica un cristal diferente; las líneas de puntos indican trends dentro de un mismo cristal.

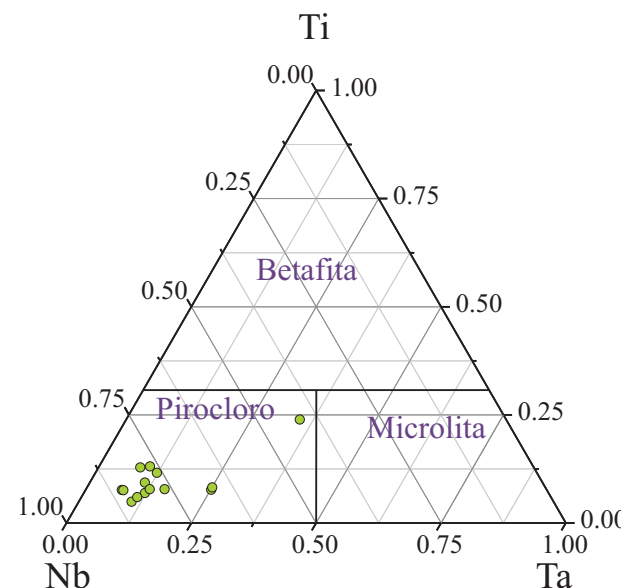


Figura 7.2.13. Representación gráfica de las composiciones químicas de los minerales del grupo del pirocloro de las pegmatitas III del campo pegmatítico de Giraúl en el diagrama de clasificación Ti-Nb-Ta de Hogarth (1977).

variable, formando parte de soluciones sólidas basadas en términos extremos muy diversos, como bismutopirocloro, plumbopirocloro, uranopirocloro y pirocloro (Figura 7.2.14).

En los minerales de este grupo el contenido en Bi_2O_3 llega hasta un 21.0% en peso, una proporción típica de bismutopirocloro, e incluso más alta que en el holotipo de este mineral, descrito en la pegmatita Mika en el Pamir Occidental por Chukanov et al. (1999). En el caso de elevados contenidos en Bi, el sumatorio del total de óxidos analizados es inferior al 89% en peso, sin embargo en el análisis cualitativo mediante microscopía electrónica de barrido con EDS no se detecta la presencia de ningún otro elemento, lo que sugiere la presencia de agua. Ello es muy probable, puesto que cabe recordar que en el holotipo de la pegmatita Mika la cantidad de agua es cercana al 14,6 % en peso (Chukanov et al., 1999).

El contenido en UO_2 es muy variable, desde valores inferiores al límite de detección de la microsonda electrónica hasta 36.5% en peso, correspondiendo en este caso a uranopirocloro. Estas proporciones son muy altas, excediendo a las descritas en uranopirocloro de otros medios, como por ejemplo las tobas de Fort Portal en Uganda (Hogarth y Horne, 1989). De hecho, el uranopirocloro es un mineral mucho más típico de las carbonatitas, si bien ha sido descrito también en algunas pegmatitas malgaches (Mücke y Strunz, 1978).

El PbO siempre está presente en estos cristales, con proporciones siempre superiores al 7% en peso; en el plumbopirocloro puede alcanzar hasta un 46.11%.

En cambio, el CaO generalmente oscila entre el 0 y el 8.6% en peso (ver tablas de los anexos analíticos). El contenido en TiO_2 (componente betafita) es en cambio muy bajo, y oscila entre 1.5 y 3.2 % en peso.

En cuanto a los elementos menores, el WO_3 llega hasta un 2.6% en peso y el SnO_2 hasta un 1% en peso. Los contenidos en Sb, Y y Sr son despreciables, mientras que los de BaO , NaO y KaO generalmente no son superiores a 0.2%.

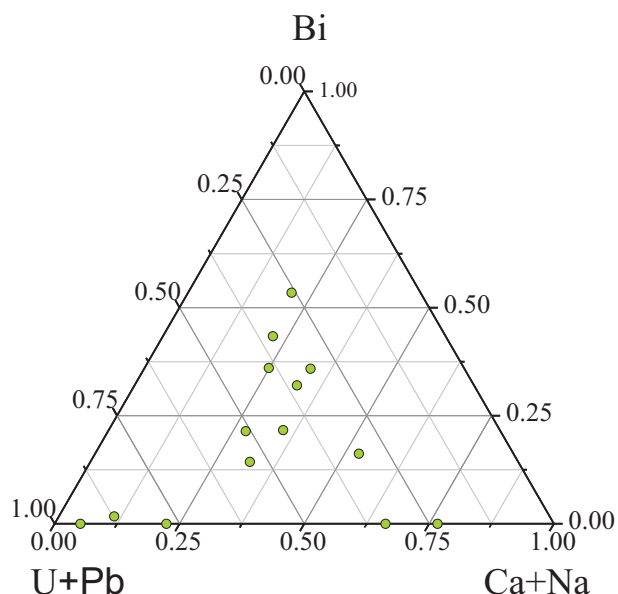


Figura 7.2.14. Representación gráfica de las composiciones de los principales cationes que ocupan la posición A de la estructura, en los minerales del grupo del pirocloro de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraul.

El fluor es relativamente escaso, pues puede llegar hasta un 0.88%, pero generalmente es inferior a 0.25% en peso, lo que implicaría que la posición de aniones adicionales está ocupada generalmente por grupos OH. De este modo, estas bajas concentraciones de fluor sugieren que este elemento no parece haber sido abundante en el fluido que formó estos cristales o, lo que es lo mismo, que en este caso el F no parece tener un significado especial en el transporte de elementos raros (U, Bi, Pb, Ta, Nb) en los estados tardíos de cristalización de estas pegmatitas.

Finalmente, cabe consignar que en el bismutopirocloro existe una correlación positiva entre este elemento y el Pb, como se aprecia en el mapa de distribución de elementos de este mineral incluido en ferrocolumbita (Fig. 7.2.15). En estas imágenes también se observa que en este caso existe una considerable disminución del contenido en Nb y, sin embargo, el Ta presenta una distribución irregular, siendo en algunos puntos más rico en este elemento que la matriz de ferrocolumbita.

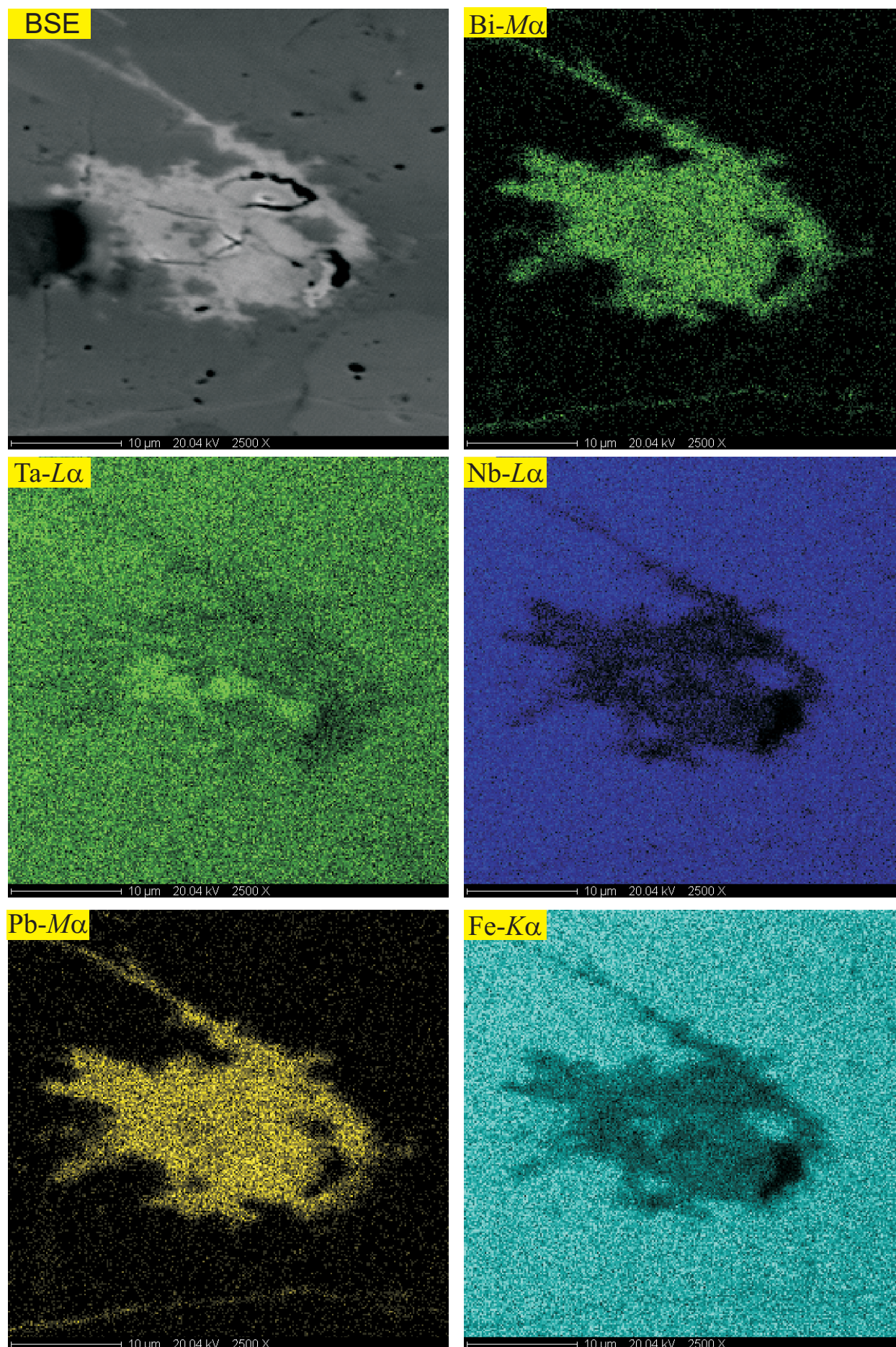


Figura 7.2.15. Mapa de distribución elemental en pirocloro de pegmatita de tipo III.

8.1. PEGMATITAS DE TIPO IV

8.1.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Las pegmatitas que agrupamos en la categoría de tipo IV son pegmatitas evolucionadas, ricas en elementos raros, que encajan en materiales anfibolíticos y en rocas plutónicas básicas de la parte central de la zona estudiada. Se caracterizan por una estructura compleja en relación con los tipos mencionados, en la que a una estructura concéntrica cabe sumar fenómenos de reemplazamiento subsólidos avanzados; además, presentan una mineralización de fosfatos ricos en Li, abundante cantidad de berilo en diversas zonas y una significativa cantidad de minerales del grupo de la columbita.

Por todas estas características, estas pegmatitas pueden clasificarse dentro del subtipo de berilo-columbita-fosfato de Èerný (1982), entrando de lleno en la categoría de pegmatitas de interés económico por sus elementos raros.

Las pegmatitas de tipo IV se disponen en direcciones muy variables, tanto siguiendo la foliación regional cuando encajan en esquistos (en la zona del torrente de Pitau), como en forma casi circular cuando encajan en anfibolitas (caso de la pegmatita principal del campo).

Sólo se ha localizado una media decena de estas pegmatitas en el campo, que hemos denominado A, B, C, D, I; no obstante, algunas de ellas han sido objeto de laboreos mineros (A, C). En la pegmatita A, accesible por pista de tierra, se practicaron durante los años 1960 una serie de trincheras de reconocimiento (conformando una red) y una pequeña cantera; en conjunto, en esta explotación se extrajeron unos 10.000 m³ de mineral, que en buena parte quedaron acumulados en una escombrera o en pilas de mineral (figura 8.1.1.). La explotación se interrumpió a raíz del proceso de independencia de la antigua colonia y las guerras posteriores, quedando abandonada hasta la actualidad. Pese al tiempo transcurrido, el carácter desértico de la zona ha propiciado que



Figura 8.1.1. Vista de la cantera excavada en la pegmatita A (tipo IV) desde el Este de la misma. Destacan las escombreras, constituidas esencialmente por feldespatos.

tanto estas labores como el camino se conserven en inmejorables condiciones, por lo que ha sido posible establecer una buena cartografía del cuerpo pegmatítico, así como un muestreo de detalle.

Por consiguiente, la descripción de las pegmatitas de tipo IV se basa en buena parte en la de la pegmatita A, si bien se incorporan otros elementos complementarios obtenidos en las otras pegmatitas.

Existen dos grupos de pegmatitas de tipo IV en la zona estudiada, uno al N del campo (A, B, C, I) y otro en el extremo S del mismo (D). En cualquier caso, todas estas pegmatitas se hallan lejos de los leucogranitos que podrían ser considerados como magmas precursores de las pegmatitas, a distancias de varios kilómetros. Las pegmatitas de la parte norte del campo son las más importantes, las de la parte sur tienen menor importancia, al tratarse de cuerpos de dimensiones mucho más pequeñas, y por estar mucho menos mineralizados.

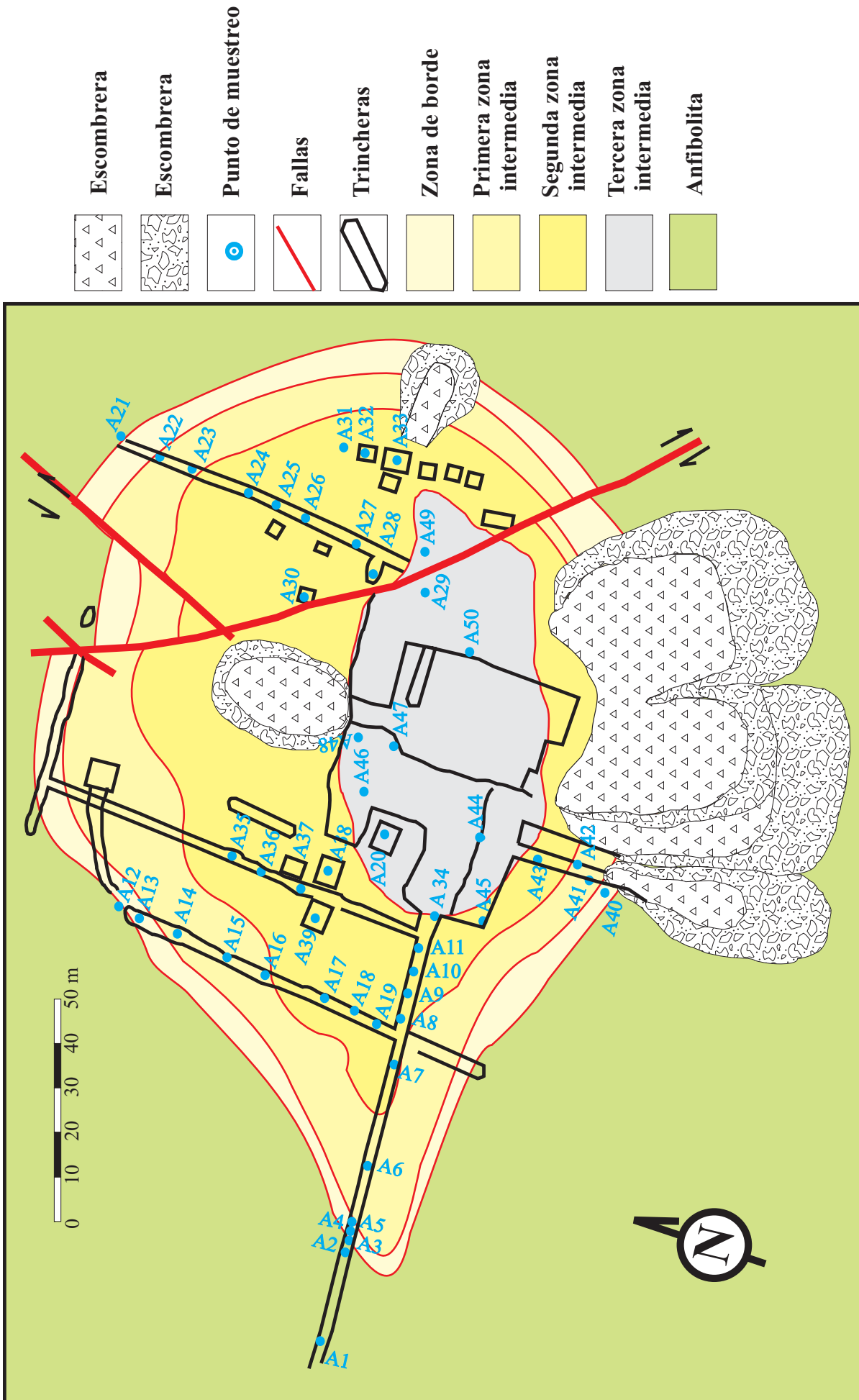


Figura 8.1.2. Estructura interna de la pegmatita A, de tipo IV, obtenida a partir de la cartografía de las trincheras; localización de puntos de muestreo.

8.1.2. ESTRUCTURA INTERNA Y MINERALOGÍA

La mina A posibilita realizar una cartografía de detalle muy precisa de la estructura de la pegmatita y la distribución de sus minerales, pues se dispone de un enrejado de trincheras y cortas que permite obtener una visión casi tridimensional de la estructura de la pegmatita. En la figura 8.1.2. se puede ver la estructura interna de esta pegmatita, así como la ubicación de las muestras tomadas para los estudios mineralógicos y geoquímicos. A la escala en que se ha realizado la cartografía, pueden distinguirse las siguientes unidades concéntricas: zona de borde, zona de pared, primera zona intermedia, segunda zona intermedia y tercera zona intermedia.

Este esquema concéntrico de la estructura de las pegmatitas se repite, a grandes rasgos, en algunas de las pegmatitas más importantes de este grupo, como la B y la C, aunque en ellas el afloramiento no es de tan buena calidad como en el caso de la pegmatita A, debido a la ausencia de explotaciones tan intensivas. Así, las unidades aquí descritas pueden hacerse extensivas a la pegmatita C; en la pegmatita B, debido a la ausencia de trincheras de exploración, esta estructura no está tan claramente expuesta. Finalmente, la pegmatita D es demasiado pequeña para presentar todas estas unidades concéntricas, y de hecho sólo alcanza a presentar una primera zona intermedia.

En cambio, en la pegmatita A no llega a aflorar el núcleo de cuarzo, aunque suponemos que el mismo se encuentra probablemente a pocos metros por debajo de la superficie de la cantera, como puede interpretarse a partir del corte geológico de la figura 8.1.3, en el que se extrapola la forma de la pegmatita en profundidad a partir del buzamiento en superficie de los contactos de la pegmatita con el encajante anfibolítico. Por otra parte, cabe tener en cuenta que en otras pegmatitas de este tipo el núcleo de cuarzo llega a aflorar, como en la B y C. Por consiguiente, a un esquema teórico sintético de la estructura idealizada de estas pegmatitas de tipo IV debemos añadirle este núcleo.

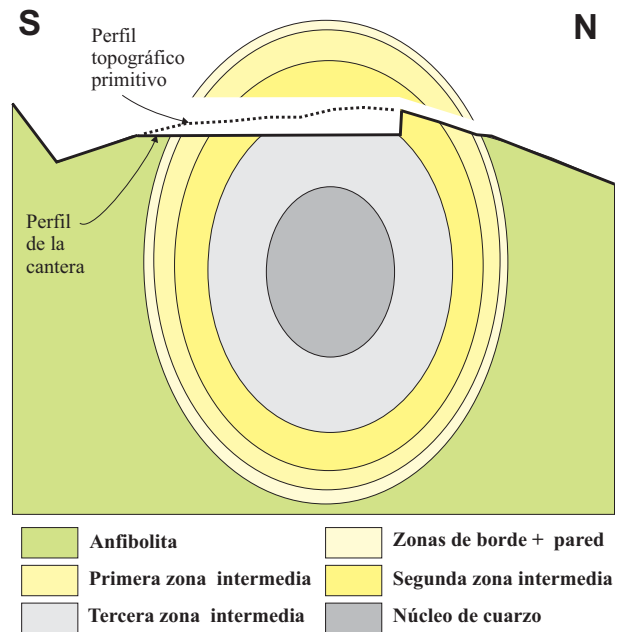


Figura 8.1.3. Reconstrucción teórica de la zonación original de la pegmatita a partir de las condiciones de afloramiento definidas por el perfil de erosión y el perfil de la cantera.. Se interpreta la presencia de un núcleo de cuarzo en profundidad, no aflorante actualmente.

Por otra parte, en todas las pegmatitas del grupo IV existen otras unidades vetiformes de formación más tardía, superpuestas a las anteriores y a las que cortan o reemplazan, pero que no pueden cartografiarse a la escala del mapa de la fig. 8.1.2. Estas vetas no cortan jamás a la roca encajante, quedando limitadas al interior de la pegmatita. Son vetas de anchura, por lo común, entre milimétrica a decimétrica. Se distinguen dos tipos de vetas: las vetas albíticas (que tienen asociadas zonas de alteración hidrotermal muy importantes, las que denominaremos zonas de albitización) y las vetas de cuarzo-moscovita, más tardías que las albíticas. Estas unidades son una característica diferenciadora de estas pegmatitas de las de tipos I-II-III, aunque están desigualmente repartidas por las pegmatitas.

Finalmente, en la mayoría de las pegmatitas se producen fenómenos de alteración hidrotermal en el encajante, que pueden ser de desarrollo de anfíbol de Li (holmquistita) en el caso de que el encajante sea anfibolítico; otras alteraciones son turmalinización y moscovitización.

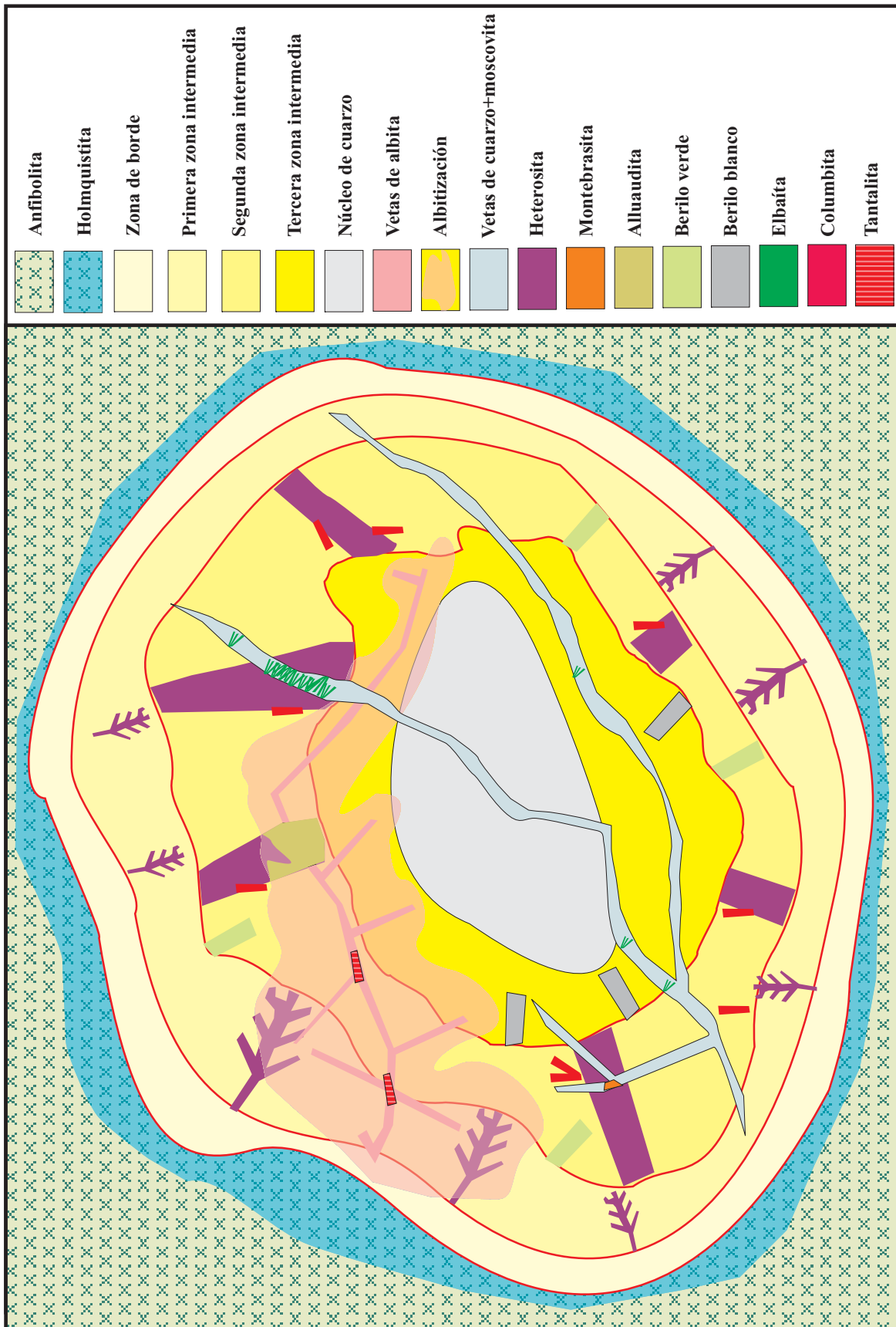


Figura 8.1.4. Esquema conceptual (no a escala) con las relaciones entre las diferentes unidades pegmatíticas en el tipo IV y distribución de especies minerales más significativas.

En la figura 8.1.4 se ofrece una visión teórica y sintética, no a escala, de las interlecciones de todas las unidades que se esperan en una pegmatita de este tipo; en esta figura se representa también la distribución de las especies minerales más significativas.

Aunque el diagrama no está realizado a escala y es puramente esquemático, en el caso de los fosfatos de Li y sus derivados (ferrisicklerita y heterosita), las dimensiones de los cristales son proporcionales a las de la anchura de la zona en que se encuentran, por lo que sus dimensiones no están en absoluto exageradas.

Aureola de exocontacto

La aureola de alteración se desarrolla en el caso de la pegmatita A sobre anfibolitas y metatufitas. Al tratarse de pegmatitas ricas en Li, en el exocontacto anfibolítico se forma una aureola de alteración de holmquistita de menos de 1 m de espesor.

En el exocontacto de las otras pegmatitas de tipo IV encajadas en esquistos, por el contrario, puede haber moscovitización y turmalinización, acompañadas con el desarrollo de apatito.

Holmquistita: en el encajante de estas pegmatitas alcanza a distinguirse con dificultad en muestra de mano, pero se aprecia que en la proximidad de la pegmatita en las anfibolitas se desarrolla un color ligeramente más azulado-liláceo. En lámina delgada la holmquistita aparece en cristales prismáticos que alcanzan a ser poiquiloblásticos o pseudomórficos sobre otros anfíboles verdes, constituyentes originales de la anfibolita. Los cristales de holmquistita son hipidiomórficos, de hábito prismático acicular, alcanzando hasta 1 cm de longitud. Presentan un pleocroísmo azulado liláceo muy pálido y se encuentran parcialmente desorientados, aspecto que contrasta con la orientación de los cristales de anfíboles metamórficos, lo que concuerda con el emplazamiento post-tectónico de las pegmatitas más evolucionadas (figs. 8.1.5-8.1.7). Puede llegar a ser relativamente



Figura 8.1.5. Metatufita del exocontacto con anfíbol verde, cuarzo, biotita y holmquistita (liláceo pálido). La holmquistita está desorientada. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



Figura 8.1.6. La imagen anterior, en nícoles cruzados. La holmquistita presenta colores de interferencia anómalos de órdenes bajos.



Figura 8.1.7. Otro detalle de la misma asociación, en el que se aprecian crecimientos simplectíticos de clinozoisita asociados al anfíbol verde. Nícoles cruzados; campo, 11,6 mm.

abundante en el exocontacto de las pegmatitas, y en las zonas más cercanas llega a alcanzar el 20% en volumen de la roca.

Moscovita: forma cristales tabulares de pocos milímetros, a menudo poiquiloblásticos sobre micas del esquistos; no está deformada ni orientada.

Turmalina: se dispone mimetizando las superficies de esquistosidad. Se trata de cristales idiomórficos, de hábito prismático corto. En muestra de mano es de color negro azabache, pero en lámina delgada se distingue una amplia variedad de coloraciones, con una distribución zonal perfectamente concéntrica, que es una de las más variadas del campo pegmatítico. Por lo general, el centro de los cristales es de color verde oliváceo, gradando hacia el exterior primero a tonos pardo anaranjados y finalmente a tonos pardo rojizos (figura 8.1.8-8.1.10). Las zonas, no obstante, pueden ser irregulares en detalle, y a veces alguna de las turmalinas tardías invade en espacio de las anteriores, todo lo cual sugiere un cierto grado de desequilibrio y redisolución durante la precipitación de estos cristales. Puede llegar a constituir más del 50% de la roca, formando auténticas turmalinitas.

Apatito: en los exocontactos, aparece exclusivamente en las pegmatitas encajadas en esquistos, en asociación con turmalina (figura 8.1.8-8.1.10). Se presenta en forma de cristales alotriomórficos de aspecto redondeado, a menudo poiquiloblásticos y ricos en inclusiones de minerales del esquistos; es de tamaño de grano fino, por lo común menos de 1 mm. No presenta zonado.

Zona de borde

Como en otras pegmatitas, se trata de una zona de poca espesor, inferior a 10 cm. Esta unidad estructural, que puede estar ausente en determinados sectores, constituye menos del 1% de la pegmatita; está compuesta por cristales de moscovita, cuarzo, biotita y, eventualmente, zoisita.

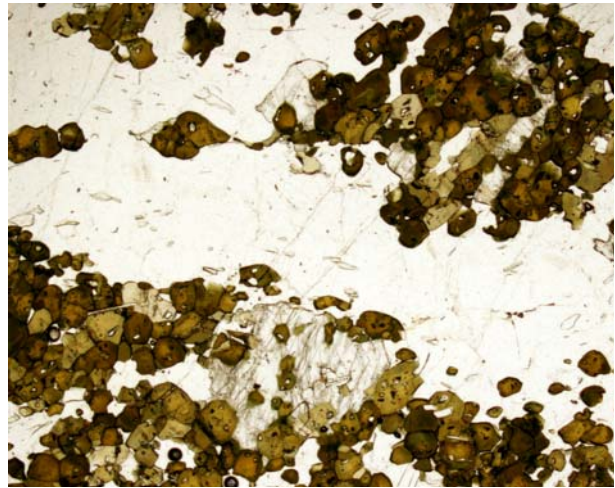


Figura 8.1.8. La asociación anterior, en nícoles cruzados; la moscovita destaca por colores de interferencia azul turquesa. La microclina incluye cristales de plagioclasa.

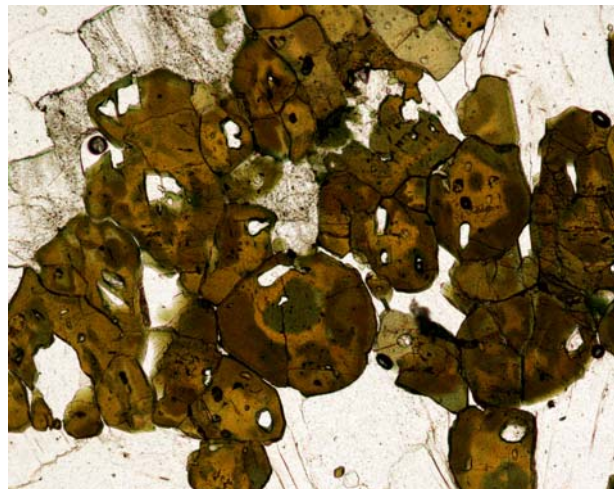


Figura 8.1.9. Detalle de otro cristal esquelético de turmalina intercrecido con cuarzo. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

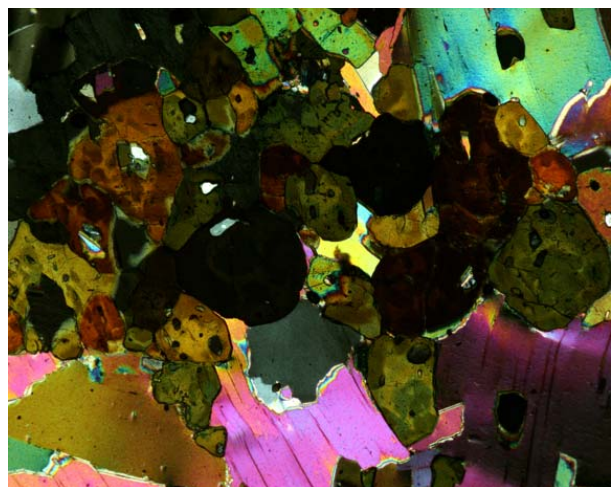


Figura 8.1.10. Cristales esqueléticos de turmalina en intercrecimientos gráficos con cuarzo; se aprecian cristales pequeños de granate. Con analizador. Campo, 11,6 mm..

Zona de pared

Es la zona que se encuentra entre el contacto de la zona de borde y la zona de pared de la pegmatita; esta unidad tiene una espesura de (15-25 cm) de ancho. La transición desde la zona del borde a la zona de pared es gradual.

Esta unidad estructural constituye una proporción muy baja de la pegmatita, y se caracteriza por presentar textura aplítica o granuda fina a media; la zona está compuesta por albita, feldespato potásico, cuarzo, turmalina, granate, apatito y moscovita (figuras 8.1.11-8.1.12).

Cuarzo: es alotriomórfico, de tamaño de grano en el rango 1mm-2 cm, y muy a menudo está intercrecido con cristales de feldespato potásico; es relativamente abundante en la zona, alcanzando del orden del 20%.

Albita: en muestra de mano es de color blanco; la albita se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de hábito prismático, de tamaño milimétrico. No están nunca zonados, y presentan la ley de macla de la albita. En esta zona sólo alcanza proporciones en el rango 20-30%.

Microclina: es el feldespato potásico presente en esta zona; presenta el típico maclado en parrilla pero no se aprecian pertitas al microscopio. En muestra de mano es de color gris-claro y al microscopio presenta un aspecto sucio, siendo muy rica en microinclusiones. Es de formación tardía, alotriomórfica, y de tamaño de grano 1 mm-5 cm. Se encuentra intercrecida con cuarzo, formando agregados gráficos, y presenta inclusiones de albita, ésta en ocasiones parcialmente corroída. Es el feldespato dominante en esta zona, alcanzando el 45-50% de la roca.

Moscovita: es el único mineral del grupo de las micas que aparece en esta zona. En muestra de mano es de color blancuzco a amarillento; se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de hábito tabular, pero a



Figura 8.1.11. Aspecto de campo de la facies de pared de la pegmatita de tipo IV en la mina A. A remarcar la abundancia de feldespatos.



Figura 8.1.12. Aspecto de campo de la facies de pared de la pegmatita de tipo IV en la mina A. A remarcar el contenido en apatito verde azulado y turmalina negra.

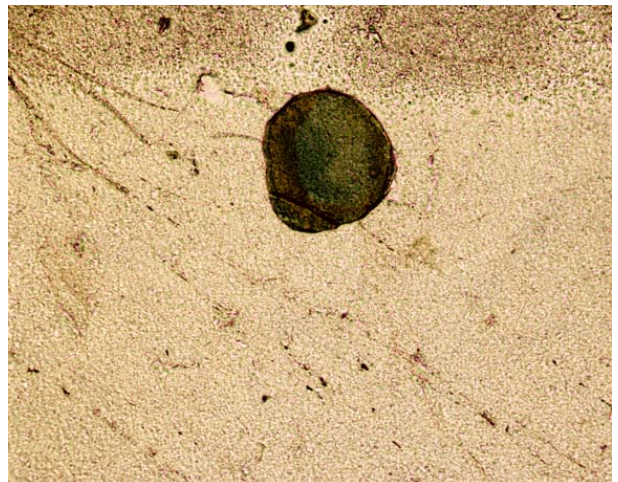


Figura 8.1.13. Detalle, en lámina delgada, de un cristal de turmalina incluido en microclina en la zona de pared. Sin analizador. Campo, 5,8 mm.

menudo estos cristales están corroídos en los bordes o presentan aspecto esquelético; es común que estén maclados. Son cristales de tamaño de grano fino, alrededor de 0,5-2 mm, y su proporción es baja (del orden del 5% o inferior).

Turmalina: es de color negro en muestra de mano, pero con el microscopio de polarización se distingue una marcada zonación (concéntrica y longitudinal) y fuerte pleocroísmo. Los núcleos son de color verde oliváceo oscuro, siguiendo una zona azul oscura y, finalmente, una zona externa de color azul pálido. Sus cristales son generalmente idiomórficos, de hábito prismático corto, si bien se dan muy a menudo crecimientos esqueléticos (figuras 8.1.13-8.1.22), intercrecidos con cuarzo y feldespatos. Son de tamaño fino, de orden milimétrico, alcanzando hasta 5 mm de longitud. Se encuentra en muy variables proporciones.

Almandino: Aunque raro en esta zona (sus proporciones son inferiores al 1%), se encuentra en forma de cristales idiomórficos, trapezoédricos, de aspecto redondeado y de color rosáceo. Puede alcanzar 1 cm de diámetro, pero normalmente es de grano más fino.

Apatito: es el fosfato dominante en esta zona; es idiomórfico, apareciendo en los típicos cristales hexagonales de color azul fuerte, que alcanzan 1 centímetro de longitud aproximadamente. Con todo, no es abundante, puesto que no llega a constituir el 1% de la unidad.

Trifilita: Aunque está completamente pseudomorfizada por fosfatos secundarios, podemos estimar que este mineral puede haber estado presente en forma de rarísimos cristales esqueléticos, de tamaño centimétrico, que arrancan en la parte más externa de esta unidad. Estos cristales tienen un típico aspecto arborescente, con las ramas dirigidas hacia el núcleo de la pegmatita, y se encuentran enraizados en el borde de la pegmatita. El fosfato secundario mejor desarrollado es la frondelita.

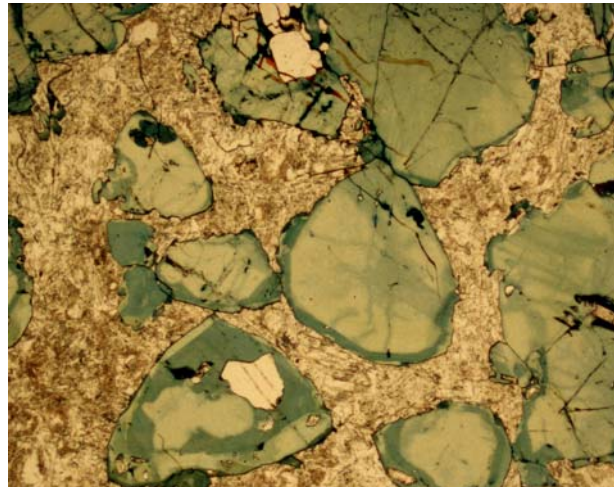


Figura 8.1.14. Cristales idiomórficos de turmalina situados en el contacto con la zona de borde, dentro de plagioclasa; nótese la zonación. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

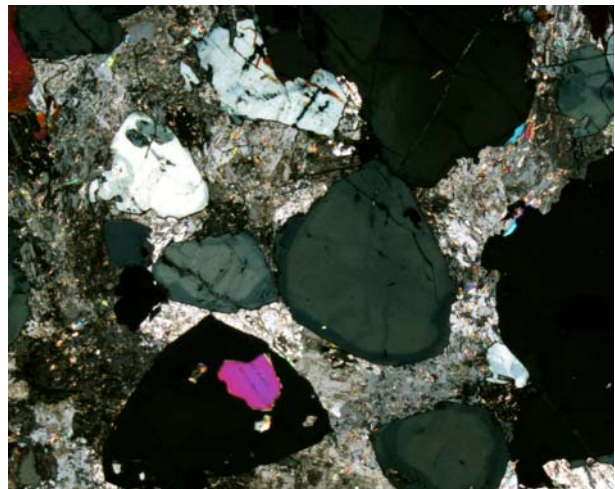


Figura 8.1.15. La imagen anterior, en nícoles cruzados; se aprecian los intercrecimientos de turmalina con otros minerales, como moscovita

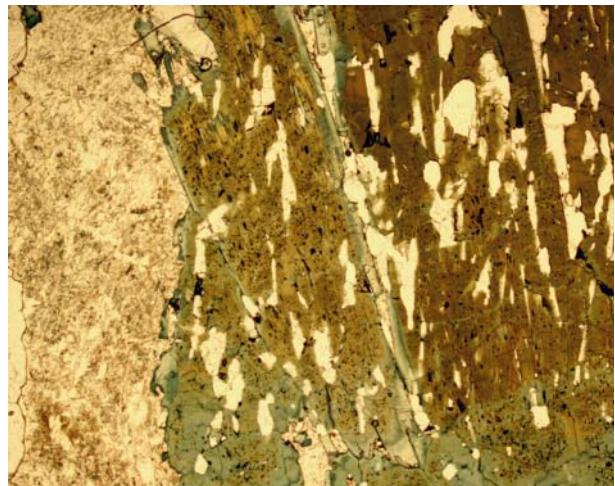


Figura 8.1.16. Intercrecimientos esqueléticos de turmalina (zonada) con cuarzo y plagioclasa, El centro de la pegmatita está hacia arriba de la imagen. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

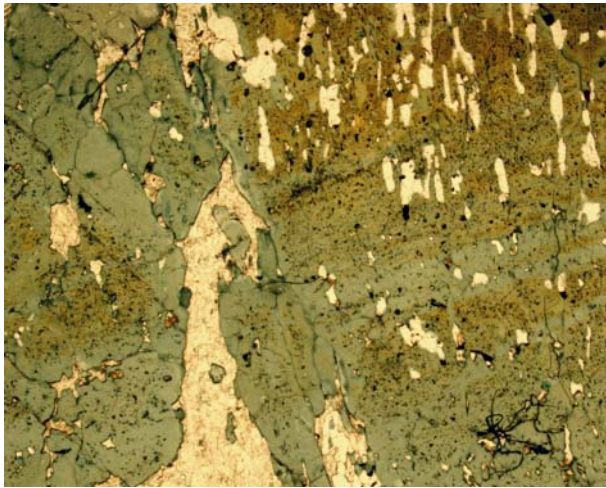


Figura 8.1.17. Detalle de la imagen anterior, en que se ve reemplazamientos de las zonas pardas por las verdes, según la partición basal de los

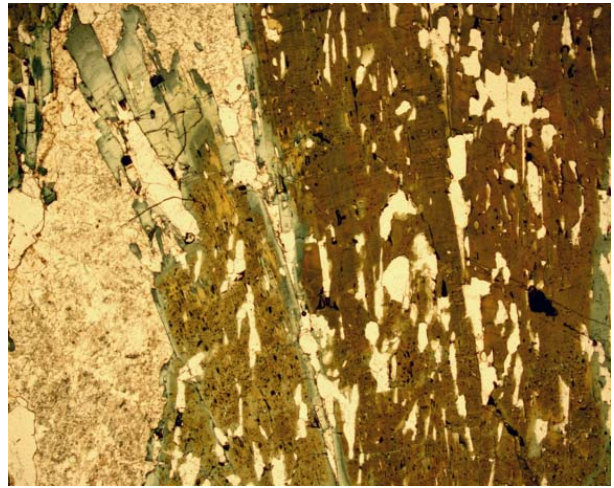


Figura 8.1.18. Continuación de la imagen 8.1.16 hacia el centro de la pegmatita; sin analizador. Campo, 11,6 mm.

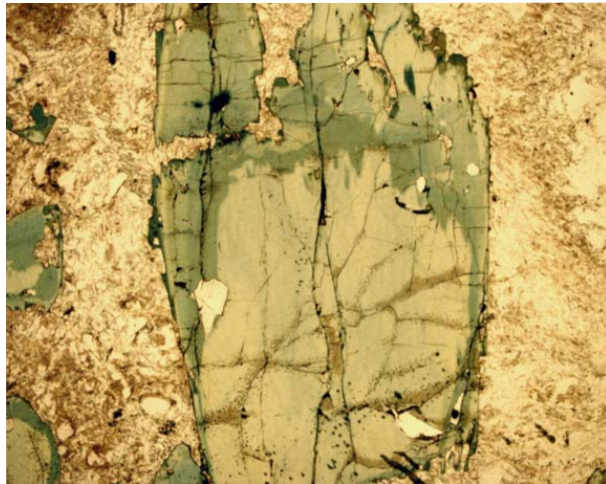


Figura 8.1.19. Zonación en el extremo del cristal anterior. El centro de la pegmatita queda hacia arriba. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

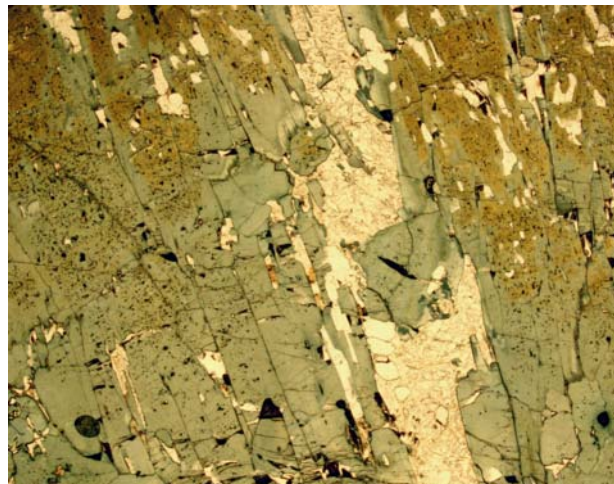


Figura 8.1.20. Detalle de los reemplazamientos de la zona parda por la zona verde. Sin analizador. Campo, 5,8 mm.

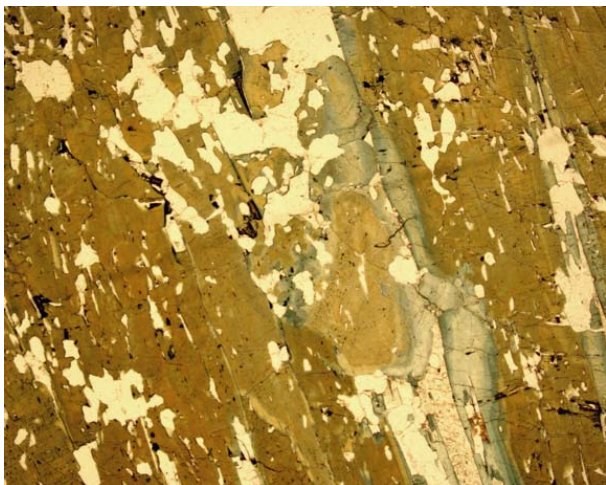


Figura 5.1.21. Otro detalle de los reemplazamientos. Sin analizador. Campo, 5,8 mm.

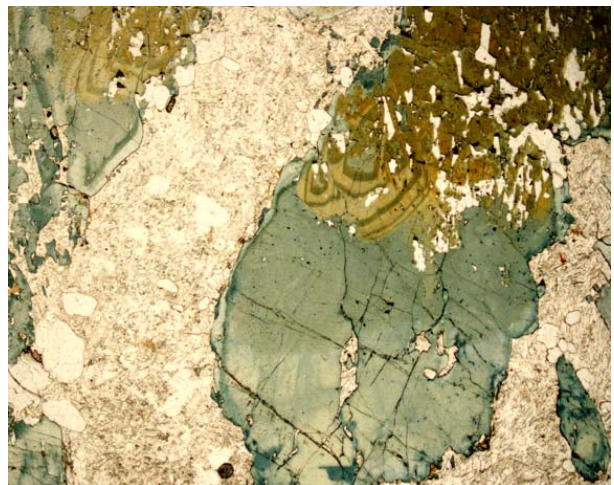


Figura 5.1.22. Sobrecrecimientos verde azulados sobre crecimientos concéntricos pardos; nótese que los azulados cortan a los pardos. Sin analizador. Campo, 11,6 mm..

Primera zona intermedia

La primera zona intermedia conforma sobre el 10% de la superficie aflorante de la pegmatita, presentando una anchura muy variable, generalmente de orden métrico. En esta unidad el tamaño de los cristales alcanza dimensiones de varios centímetros y, en ocasiones, casi métricas. En conjunto, la unidad se caracteriza por tener color rojizo. Está compuesta principalmente por feldespatos potásicos gráficas de color rojo, albita, cuarzo y moscovita amarillenta; no obstante, en esta zona empiezan a ser comunes berilo, trifilita esquelética y sus derivados metasomáticos o meteóricos, columbita–tantalita, apatito, turmalina y granate. Muchos minerales tienen texturas esqueléticas o gráficas, p.ej. microclina-cuarzo (fig. 8.1.14), trifilita (fig. 8.1.15), turmalina (fig. 8.1.16).

Cuarzo: es alotriomorfo, y se forma en varios estadios de cristalización de la unidad, pues ocupa a menudo posiciones intersticiales entre los granos de feldespato potásico, aunque también puede estar intercrecido con los mismos. Sus cristales son de tamaño fino a medio (hasta de 2 cm).

Albita: en muestra de mano es generalmente de color rojizo en esta unidad, y en luz transmitida es un poco turbia debido a inclusiones. La albita se encuentra dos generaciones. La primera, en forma de cristales hipidiomórficos de hábito prismático largo, con un tamaño de grano muy variable desde 3 mm a 3 cm, que a menudo están incluidos en cristales mucho mayores de microclina. Calculamos que la proporción de albita primaria no es mayor del 30% en esta unidad. En algunos sectores, no obstante, puede tener un tamaño ligeramente mayor, y reemplazar pseudomórficamente a los grandes cristales de microclina. Esta albita es de una segunda generación, y puede haber sido desarrollada en estadios tardíos en relación con los reemplazamientos de las vetas albíticas. En todos los casos se presenta siempre maclada y no presenta nunca zonado. Sus cristales presentan una ligera alteración sericítica en los bordes de grano, que puede estar asociada con las alteraciones asociadas a las vetas de cuarzo-moscovita.



Figura 8.1.14 . Intercrecimientos gráficos de microclina rosácea con cuarzo incoloro en la primera zona intermedia de la pegmatita A.



Figura 8.1.15. Cristales esqueléticos (o intercrecimientos gráficos) de trifilita alterada (oscura) con feldespato potásico rojizo, en la primera zona intermedia de la pegmatita A.



Figura 8.1.16. Cristales esqueléticos (o intercrecimientos gráficos) de turmalina negra con cuarzo incoloro, en la primera zona intermedia de la pegmatita A.

Microclina: es común en esta unidad, del orden del 20-30%. En muestra de mano es casi siempre rojiza en esta unidad, debido a nanoinclusiones de óxidos de hierro; por ello, en lámina delgada es turbia. Sus cristales son alotriomórficos, de grano grueso (ordinariamente de algunos cm de diámetro o mucho mayores, alcanzando varios decímetros) y a menudo incluyen cristales de albita; puede estar intercrecida con cuarzo.

Moscovita: forma cristales hipidiomórficos, de hábito tabular, a menudo intercrecidos con cuarzo. Una generación más tardía es intersticial y de grano mucho más fino, pudiendo estar relacionada con las vetas de cuarzo-moscovita. Puede contener inclusiones de diminutos cristales de zircón.

Turmalina: es comparativamente rara en esta unidad (menos del 2% en volumen de la unidad). Se encuentra en cristales idiomórficos, de hábito prismático largo, o bien en cristales esqueléticos, o bien en posición intersticial entre diversos minerales. En muestra de mano es de color verde muy oscuro a negro puro; en lámina delgada muestra casi sin excepción zonado complejo de tipo oscilatorio, con un núcleo verde azulado y una periferia de color azul muy pálido.

Berilo: se encuentra en esta zona en forma de cristales idiomórficos, de hábito prismático corto, compuestos de prisma y pinacoide hexagonales. Por lo común estos cristales tienen unos 5 cm de longitud por 1 cm de ancho. Son de color verde amarillento y muy poco translúcidos, sin ninguna calidad gemológica. En esta zona son raros, constituyendo mucho menos del 1% en volumen de la unidad.

Trifilita: sus cristales se encuentran completamente reemplazados a fosfatos secundarios de la secuencia de Quensel-Mason. Los cristales de esta unidad son claramente esqueléticos, con una apariencia ramosa. Pueden presentar hasta 50 cm de longitud, y quedan intercrecidos con cuarzo, moscovita y feldespatos.

Ferrisicklerita: es el fosfato secundario que ha reemplazado casi siempre completamente a la trifilita. En muestra de mano es de color pardo, y en lámina delgada muestra pleocroísmo fuerte en tonos

anaranjados. Sus cristales muestran extinción ondulante, atestiguando su formación previa a estadios deformativos.

Heterosita: reemplaza a su vez a la ferrisicklerita, y puede reconocerse fácilmente por su color púrpura en muestra de mano y por su pleocroísmo en tonos rojizos o purpúreos en lámina delgada. Sus cristales también muestran extinción ondulante, atestiguando su formación previa a estadios deformativos.

Alluaudita: es un fosfato alcalino que reemplaza pseudomórficamente a los fosfatos citados anteriormente. Se presenta en cristales tabulares, hipidiomórficos, de colores verdes a amarillo-anaranjados en lámina delgada. Sus cristales también pueden presentar extinción ondulante.

Montebrasita: existen dos generaciones de este mineral. la primera (montebrasita I) es de tendencia idiomórfica, y se forma en asociación con los silicatos primarios; la segunda es alotriomórfica, y se encuentra en vetas dentro de los fosfatos de la secuencia trifilita-ferrisicklerita-heterosita (montebrasita II). Ninguna de ellas es común, y acostumbra a tener pequeñas dimensiones (menos de 1 cm).

Todos estos fosfatos primarios presentan alteraciones supergénicas en primera instancia a fosfatos secundarios, ricos en Fe y Mn e hidratados, y finalmente a óxidos e hidróxidos secundarios de hierro y manganeso. Todos estos minerales secundarios se caracterizan por presentarse en forma de pseudomorfos, como pátinas superficiales, incrustaciones o como rellenos de cavidades; presentan delicados crecimientos aciculares radiales, y no presentan en cambio ninguna evidencia de deformación, por lo que su génesis es muy tardía y desvinculada de fenómenos magmáticos.

Entre los fosfatos supergénicos, cabe mencionar la jahnsita, la rockbridgeita, la lipscombite y la mitridatita.

Como productos de meteorización final se forman criptomelana y todorokita (fig. 8.1.40), con pequeñas cantidades de goethita; todos estos minerales son criptocristalinos, por lo que otorgan a las superficies meteorizadas de los cristales de fosfatos el típico color negro y brillo mate de estos minerales.

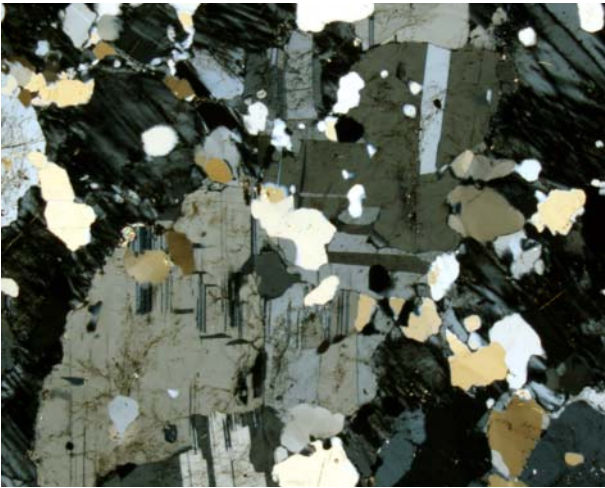


Figura 8.1.17. Intercrecimientos de cuarzo, albita y microclina en la primera zona intermedia; nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.



Figura 8.1.18. Intercrecimientos gráficos entre cuarzo y microclina en la primera zona intermedia; se distinguen pertitas en la microclina. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm..

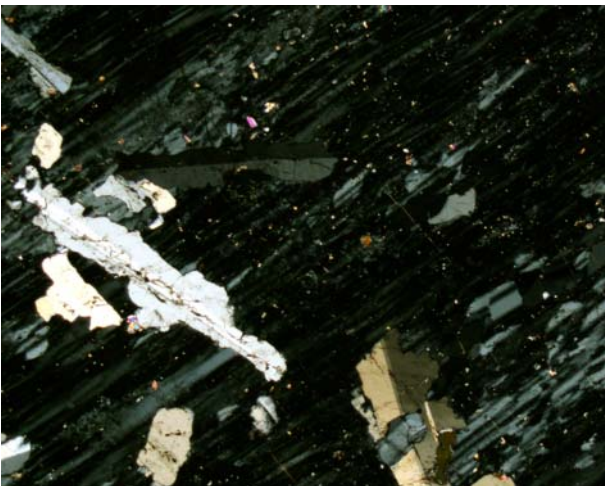


Figura 8.1.19. Microclina pertíta reemplazando una primera generación de albita. Nícoles cruzados.. Campo, 11.6 mm.



Figura 8.1.20. Albita en placas tardías reemplazando casi totalmente un cristal de microclina, del que quedan sólo relictos. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

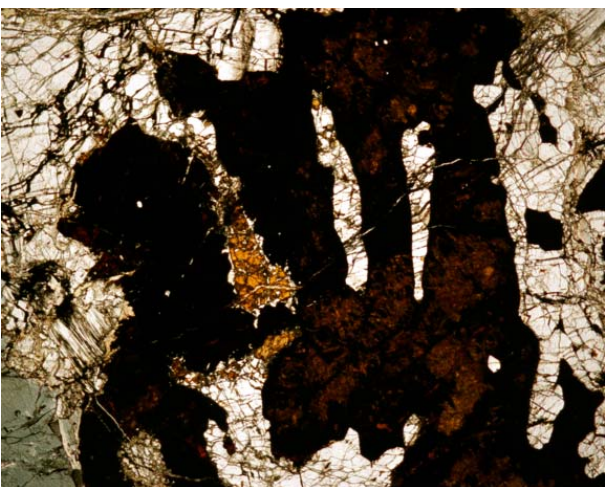


Figura 8.1.21. Intercrecimientos esqueléticos de trifilita alterada a fosfatos secundarios; el material intersticial es albita. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

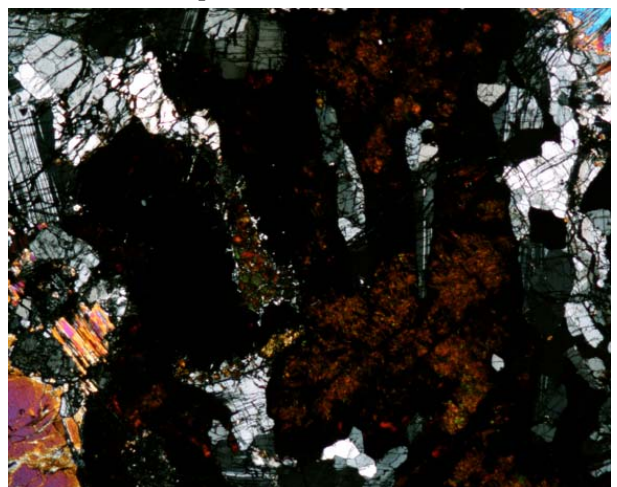


Figura 8.1.22. La imagen anterior en nícoles cruzados. La albita se ve maclada.



Figura 8.1.23. Cristales esqueléticos de trifilita intercrecidos con albita; una generación de turmalina también es esquelética; a la derecha hay moscovita. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

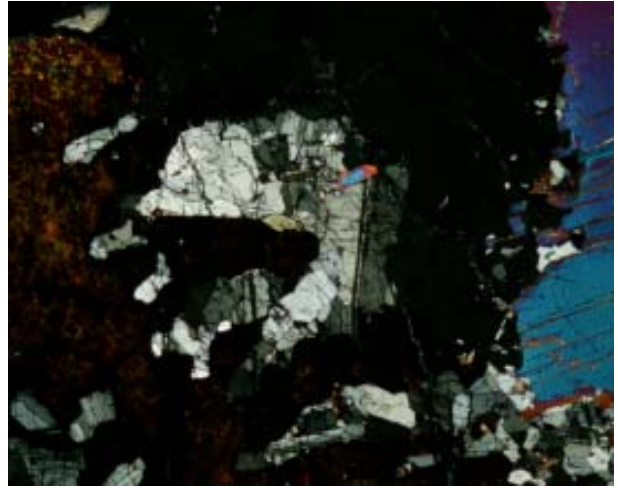


Figura 8.1.24. La asociación anterior, en nículos cruzados; la moscovita destaca por sus colores de interferencia azul turquesa.



Figura 8.1.25. Cristales esqueléticos de trifilita (alterada a fosfatos secundarios y de turmalina, intercrecidos con albita. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

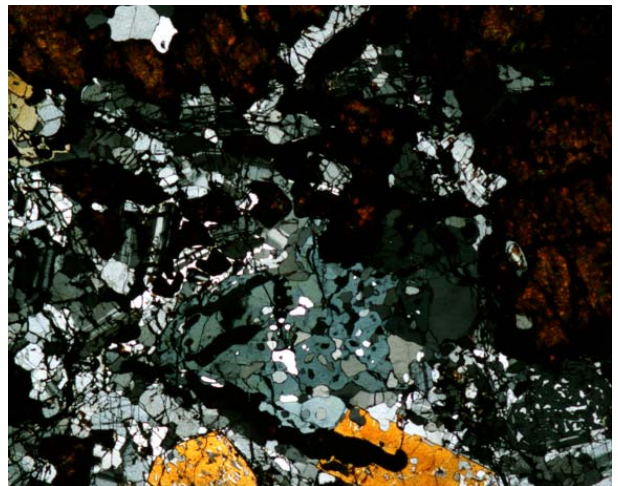


Figura 8.1.26. La imagen anterior n nículos cruzados.



Figura 8.1.27. Cristales esqueléticos de turmalina, intercrecidos con cuarzo. Sin analizador. Campo, 11,6 mm..

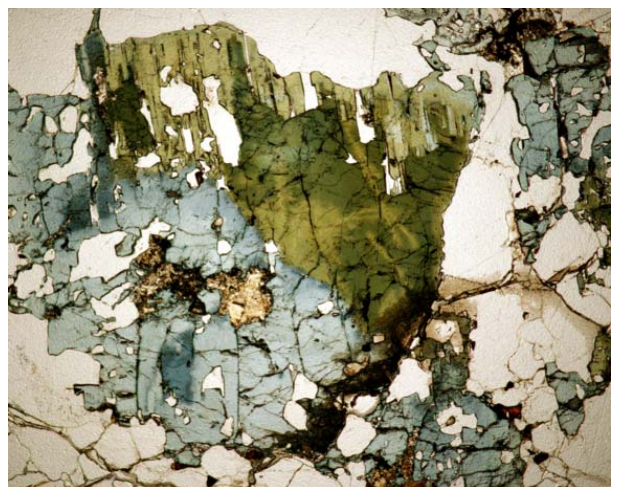


Figura 8.1.28. Cristales esqueléticos de turmalina, fuertemente zonada, en intercrecimientos gráficos con cuarzo. Sin analizador. Campo, 11,6 mm..

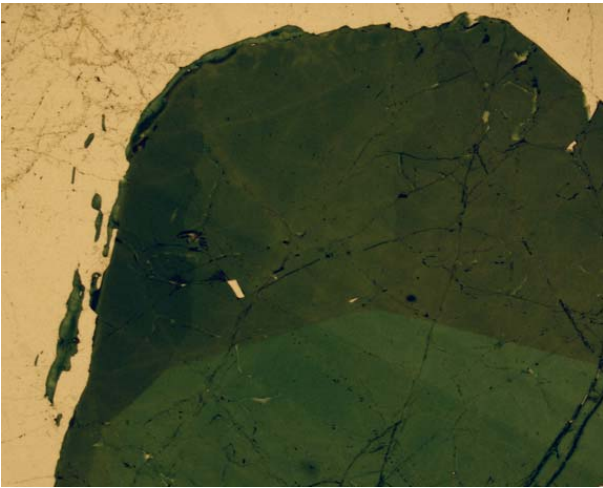


Figura 8.1.29. Cristales de turmalina zonados en su extremo tardío; sin analizador. Campo, 11,6 mm.

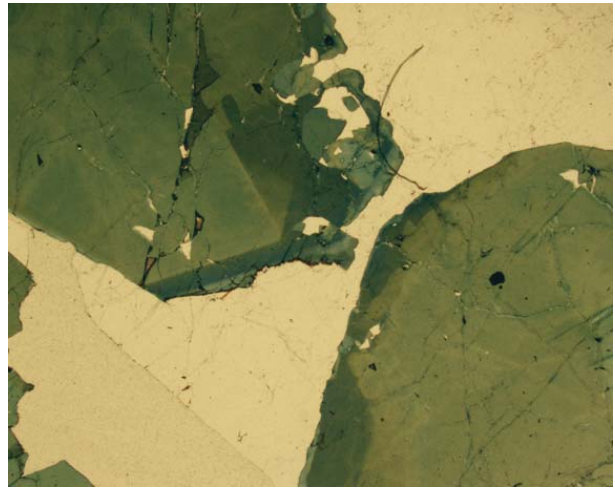


Figura 8.1.30. Una imagen similar, en que se aprecia que el zonado es complejo; además, se distinguen intercrecimientos con cuarzo. Sin analizador; campo, 11,6 mm.



Figura 8.1.31. Zonación longitudinal irregular en un cristal de turmalina, con la turmalina verde concentrándose hacia los bordes y extremos. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

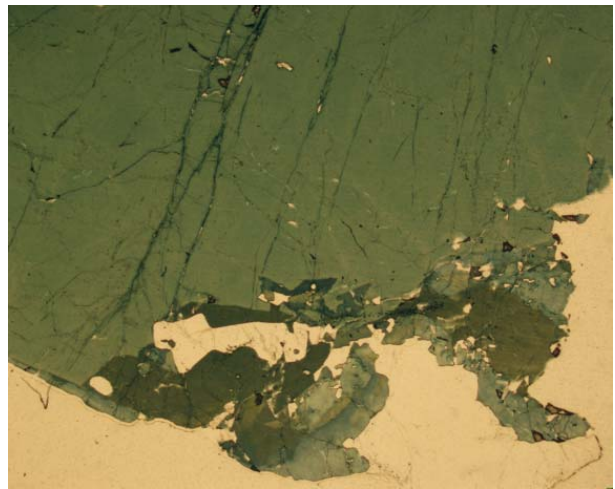


Figura 8.1.32. Detalle de otro cristal esquelético de turmalina intercrecido con cuarzo, con zonación compleja y reemplazamiento tardío. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

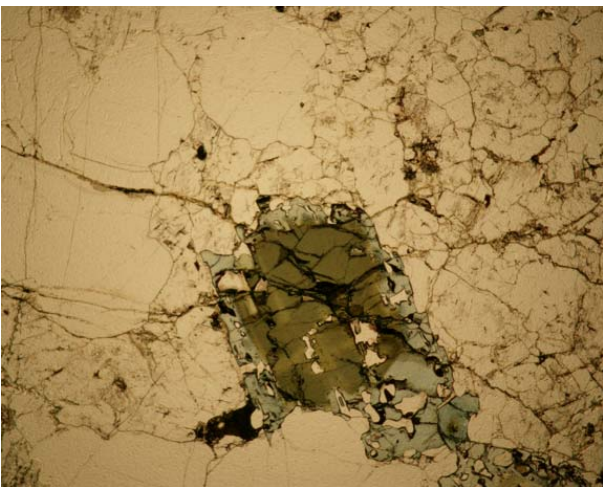


Figura 8.1.33. Intercrecimientos esqueléticos de cuarzo y turmalina (zonada). Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

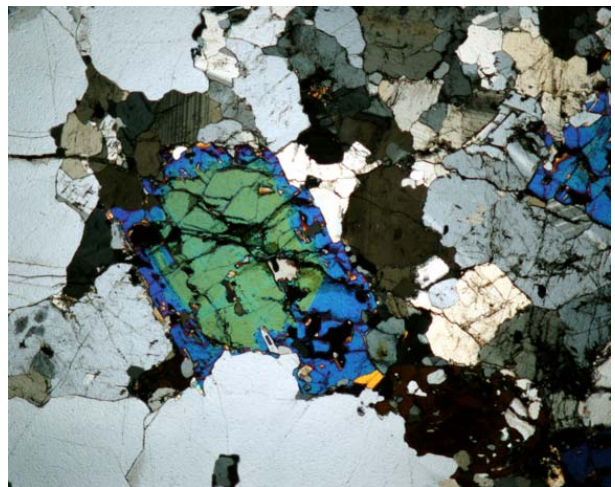


Figura 8.1.34. El cristal anterior, en nícoles cruzados; el cristal (colores de interferencia altos) está intercrecido con cuarzo y albíta. Campo, 11,6 mm..

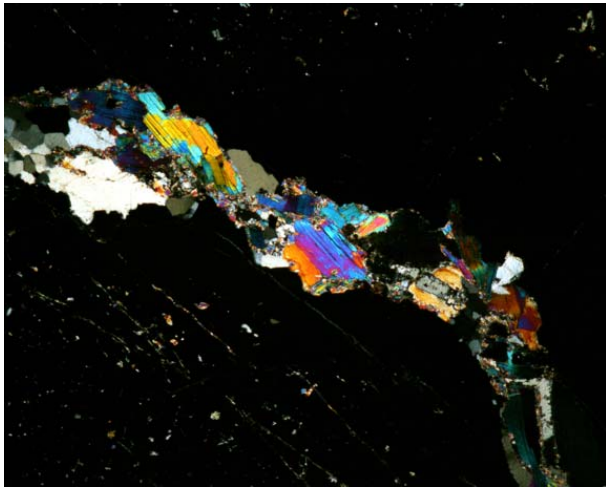


Figura 8.1.35. Cristales de moscovita (zonada, colores de interferencia altos) reemplazando berilo (extinguido) en la primera zona intermedia. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.



Figura 8.1.36. Cristal de berilo (mayor parte del campo) reemplazado por turmalina tardía. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

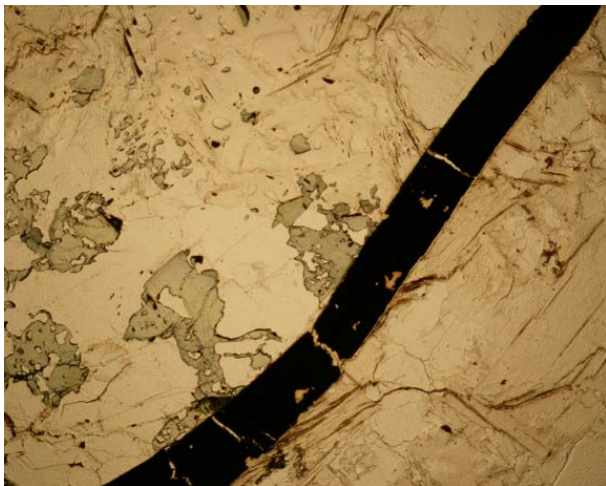


Figura 8.1.37. Cristal tabular de columbita (opaco) asociado a turmalina esquelética (verde), cuarzo y moscovita. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

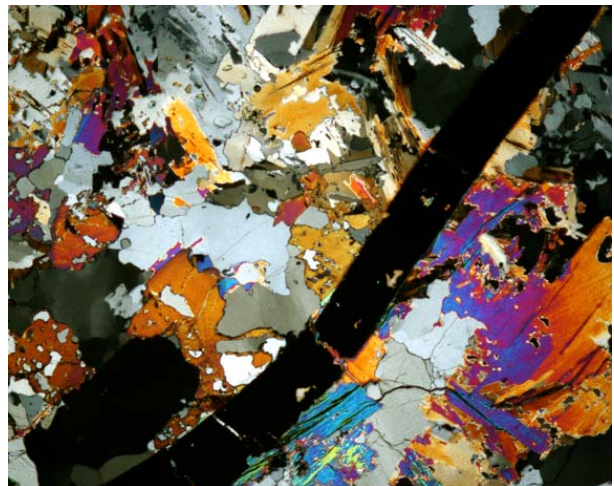


Figura 8.1.38. La asociación anterior en nícoles cruzados; la turmalina y la moscovita presentan colores de interferencia elevados.

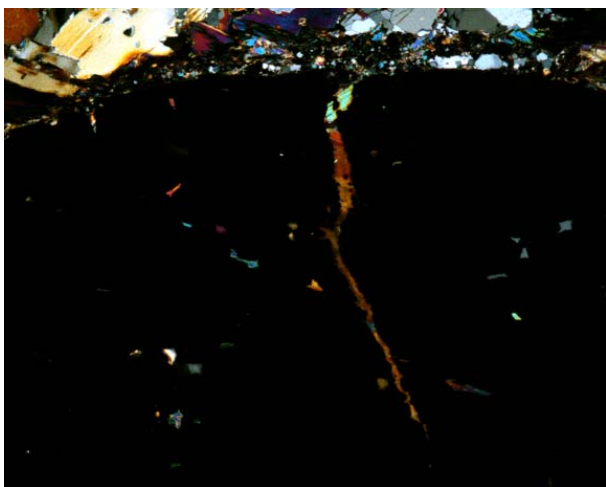


Figura 8.1.39. Detalle de la imagen anterior, en que se aprecian vetas de moscovita y cuarzo que cortan al cristal de columbita. Nícoles cruzados. Campo, 2,9 mm.

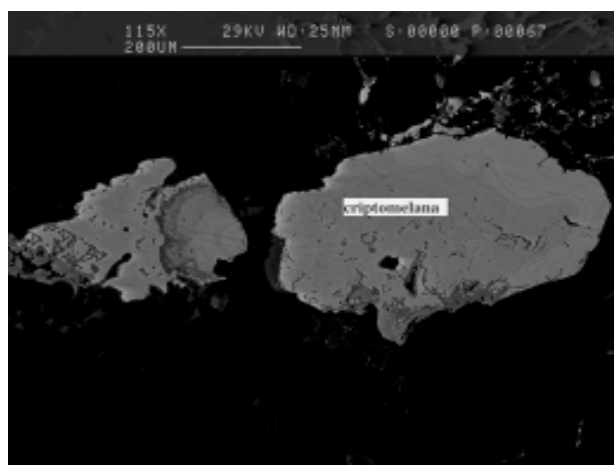


Fig. 8.1.40. Agregados botrioidales de cristales de criptomelana, implantados en cavidades de fosfatos secundarios. Imagen de microscopio electrónico, en modo de electrones retrodispersados.

Segunda zona intermedia

Esta unidad presenta un tamaño de grano claramente pegmatítico, con cristales a menudo gigantes (más de 1 m de longitud). Esta unidad intermedia es más compleja desde el punto de vista mineralógico que la anterior, y abarca aproximadamente el 35% de la pegmatita. En esta unidad, también a menudo de color rojizo pero de tonos más claros, predomina la microclina, con menores cantidades de albita y cuarzo. Como minerales accesorios se encuentra la mayoría de minerales descritos en la primera zona intermedia, pero con aparición progresiva de minerales del grupo de la columbita, así como de fosfatos ricos en litio de tamaños gigantes (figuras 8.1.41-8.1.46). Como en los otros casos, pueden existir fenómenos de reemplazamiento tardío en asociación con vetas.

Cuarzo: sus cristales son siempre alotriomórficos, y en esta zona presentan una gran variabilidad de tamaño de grano, desde unas 100 micras a algunos decímetros de diámetro.

Albita: en muestra de mano es de color blanca; la albita se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos, de hábito prismático, con tamaño de grano promedio de orden de 10-20 cm. Por otra parte, como en la zona anterior, pueden existir fenómenos de albitización más o menos importantes según el sector considerado, cosa que añade una generación de albita que reemplaza al feldespato potásico y a una generación de moscovita.

Microclina: sus cristales son similares a los de la primera zona intermedia, sólo que de mucho mayor tamaño, de orden decimétrico. Puede presentar un variable grado de albitización, y por lo común es macropertítica. Es de color rojizo en muestra de mano, y turbia al microscopio. Se advierten en ella grandes macropertitas en forma de veta y maclado (figura 8.1.47). Por otra parte, se encuentra intercrecida con cuarzo, y a menudo reemplaza una generación precoz de albita y moscovita (figura 8.1.48, pero es reemplazada por generaciones tardías de los mismos minerales.



Figura 8.1.41. Contacto entre la 2ª zona intermedia (rojizo, izquierda) y feldespato blanco de la 3era zona intermedia; destacan cristales gigantes de fosfatos (negruzco). Pegmatita A.



Figura 8.1.42. Aspecto general de un sector de la cantera A, con grandes cristales de fosfatos primarios (oscuro) entre feldespatos rojizos.



Figura 8.1.43. Cristales de tamaño métrico de fosfatos primarios, muy comunes en la segunda zona intermedia (trifilita alterada a heterosita, ferrisicklerita y, finalmente, óxidos de Mn de color oscuro). Pegmatita A.

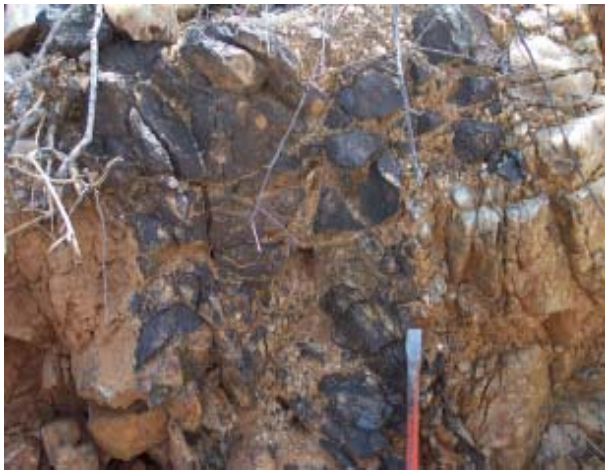


Figura 8.1.44. Cristales de gran tamaño de trifilita alterada a fosfatos metasomáticos (negro) entre feldespato potásico, en la segunda zona intermedia de la pegmatita IV.



Figura 8.1.45 Cristales gigantes de trifilita alterada a fosfatos metasomáticos (negro) entre feldespato potásico, en la segunda zona intermedia de la pegmatita IV; hay una alteración moscovítica en el borde.



Figura 8.1.46: Cristales idiomórficos de gran tamaño de trifilita alterada a fosfatos metasomáticos (negro) entre microclina, en la segunda zona intermedia de la pegmatita IV.

Moscovita: en muestra de mano es de color amarillento, mientras que en lámina delgada es ligerísimamente marronácea, aspecto que puede apreciarse mejor en el caso de que la moscovita presente inclusiones de circon. Se reconocen a menudo dos generaciones de moscovita: la primera forma intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo; la segunda se desarrolla reemplazando a la primera, generalmente a partir de crecimientos radiales. Puede aparecer zonada (figura 8.1.49), con cambios en la birrefringencia desde el núcleo del cristal hacia la periferia; en la mayor parte de los casos estas zonaciones se corresponden con sobrecrecimientos de nuevas generaciones de moscovita sobre las anteriores, y se dan en zonas albitizadas.

Berilo: este mineral es raro en esta zona, pero puede aparecer en forma de cristales verde-amarillentos, idiomórficos, de hábito prismático y de unos 5-10 cm de longitud (figuras 8.1.49-8.1.50).

Grupo de la turmalina: es de color negro en muestra de mano, y es muy poco frecuente en esta unidad. Se distinguen dos generaciones de cristales de turmalina. La primera, de colores verde-azulados pálidos, está zonada y forma cristales idiomórficos de tamaño centimétrico (figura 8.1.52-8.1.58). La segunda está confinada a vetillas en el interior de los cristales de heterosita, y es alotriomórfica y esquelética; casi siempre tiene una zonación muy irregular y compleja, con núcleo verde oliváceo, zona intermedia más azulada y periferia de color azul oscuro (figura 8.1.58); la atribuimos a fenómenos de reemplazamiento subsólidos.

Circón: es un mineral relativamente común en esta unidad de las pegmatitas. Se trata de cristales idiomórficos de hábito prismático corto, de 1-2 mm de longitud, compuestos por prisma y bipirámide tetragonal. Presenta una clara zonación concéntrica y se encuentra muy alterado, con algunas zonas muy metamictizadas, de bajo relieve e isotropizadas. Casi siempre se presenta como inclusiones en otros minerales (figuras 8.1.59-8.1.60), o en vetas de cuarzo que cortan a los fosfatos primarios (figuras 8.1.61-8.1.62).

Trifilita-litiofilita: la trifilita fresca solamente se ha encontrado en la segunda zona intermedia, si bien con un elevado grado de reemplazamiento por

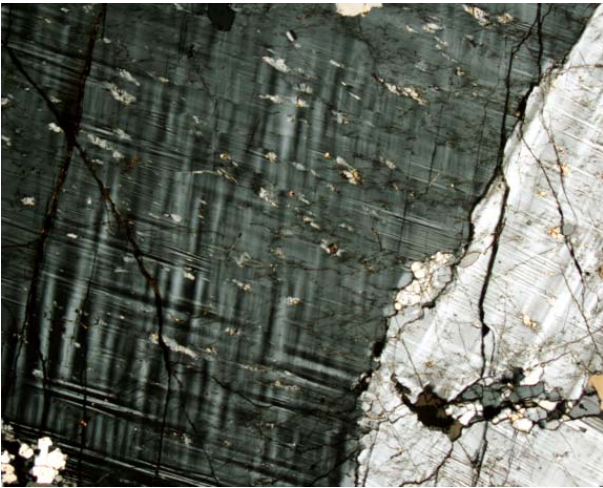


Figura 8.1.47. Cristales peritéticos de microclina, de gran tamaño, maclados. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

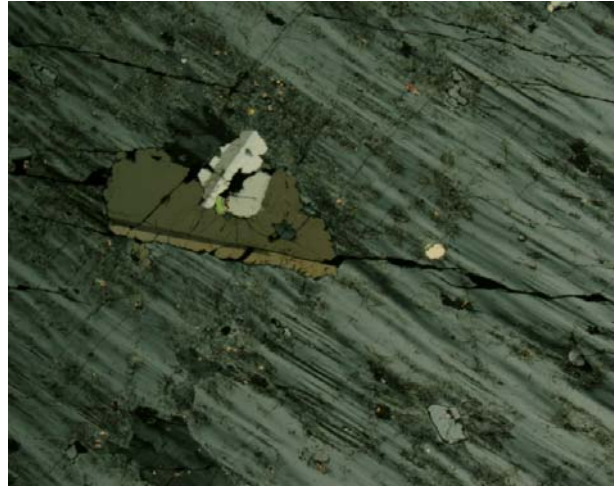


Figura 8.1.48. Cristales de microclina, maclados y peritéticos, reemplazando una generación precoz de albita hipidiomórfica. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

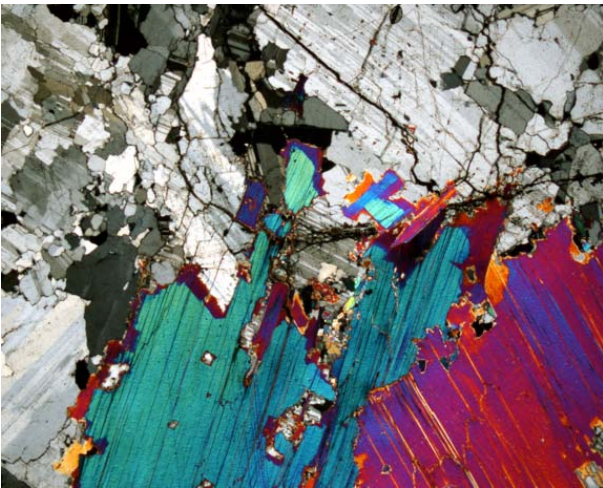


Figura 8.1.49. Cristales de moscovita, reemplazados en sus bordes por una generación más tardía, en una zona albitizada. Campo, 11,6 mm.



Figura 8.1.50. Sección basal de berilo (extinguida, izquierda) en asociación con microclina, albita y cuarzo. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

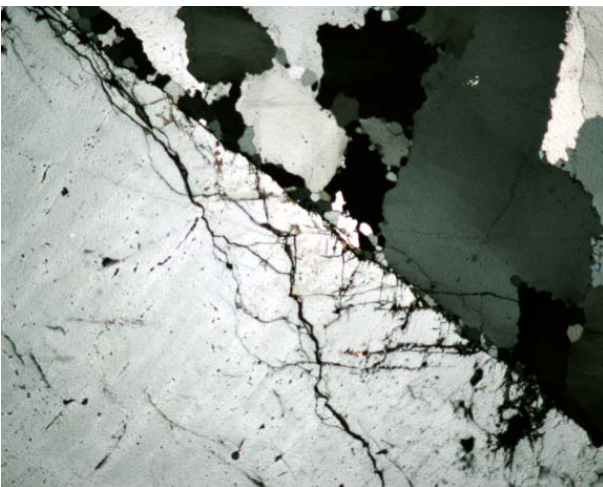


Figura 8.1.51. Cristal idiomórfico de berilo no alterado (parte inferior izquierda de la imagen) incluido en cuarzo. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

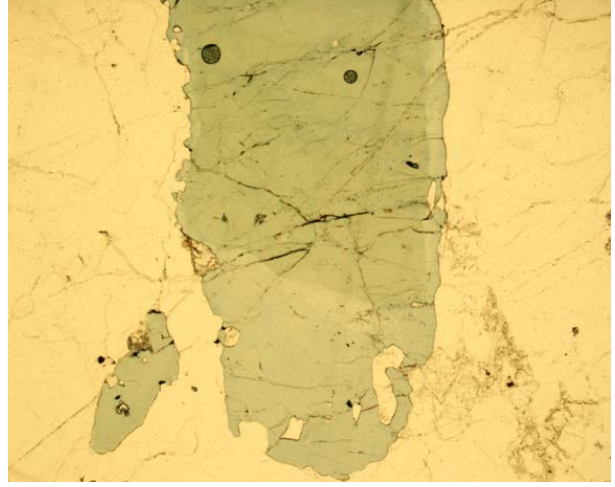


Figura 8.1.52. Cristales esqueléticos de turmalina zonada en intercrecimientos gráficos con cuarzo; se aprecian cristales pequeños de granate. Sin analizador. Campo, 11,6 mm..

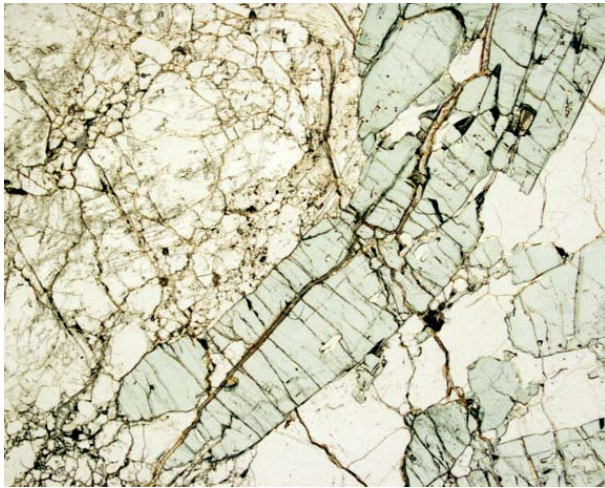


Figura 8.1.53. Cristales isomórficos de turmalina en asociación con cuarzo y microclina; sin analizador. Campo, 11,6 mm.

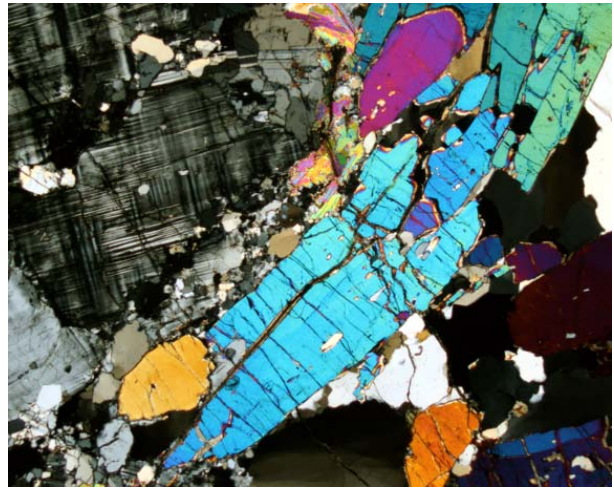


Figura 8.1.54. La asociación anterior en nícoles cruzados. La microclina destaca por su maclado, y la turmalina, por sus colores altos de interferencia. .

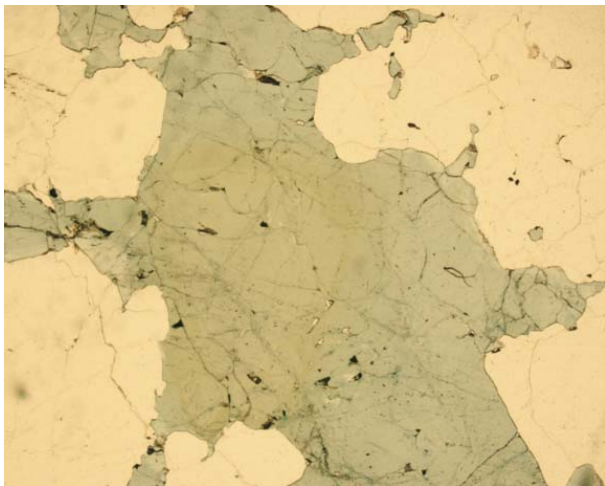


Figura 8.1.55. Cristales de turmalina de gran tamaño y de desarrollo gráfico, intercrecidos con cuarzo. Sin analizador. Campo, 11.6 mm.

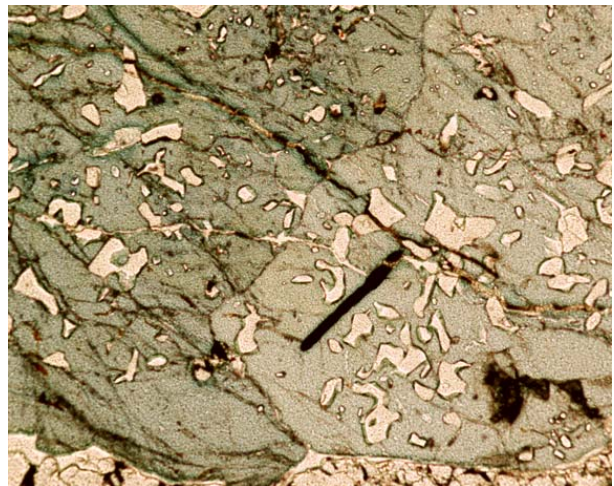


Figura 8.1.56. Detalle de otro cristal esquelético de turmalina intercrecido con cuarzo. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

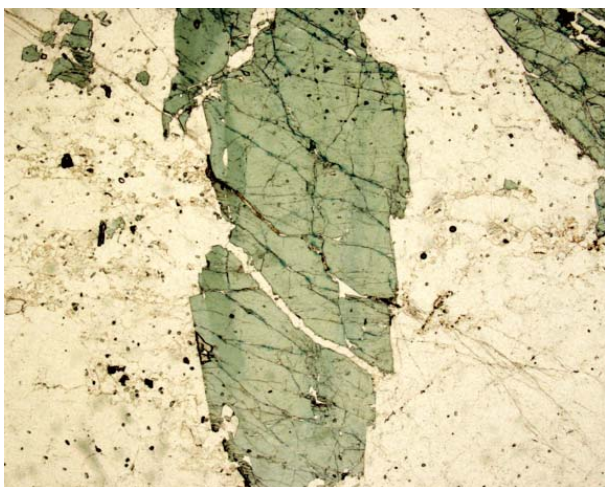


Figura 8.1.57. Intercrecimientos esqueléticos de turmalina (zonada) con cuarzo. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

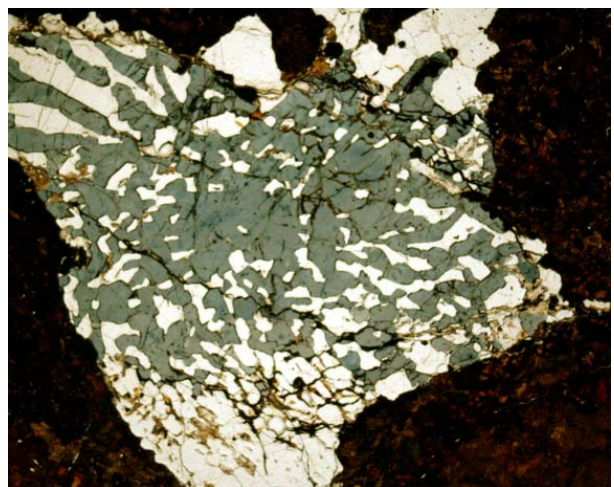


Figura 8.1.58. Cristales esqueléticos de turmalina en intercrecimientos gráficos con cuarzo que reemplazan fosfatos con Li. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

fosfatos secundarios (figura 8.1.63). Forma cristales gigantes, generalmente de hábito prismático corto, que en la segunda zona intermedia alcanzan varios metros de longitud y de anchura. Cabe destacar que en esta zona este fosfato puede desarrollar cristales idiomórficos, en contraposición a los cristales esqueléticos de la primera zona intermedia. En muestra de mano es de color verde pálido, e incoloro en lámina delgada. La extinción ondulante de sus cristales sugiere que ha sufrido fenómenos de deformación cataclástica. Es muy abundante en esta zona, alcanzando probablemente el 5% del volumen total de la roca (fig. 8.1.63-8.1.65).

Ferrisicklerita-sicklerita: es muy abundante en esta unidad como producto precoz de reemplazamiento de la trifilita (el reemplazamiento es siempre muy completo, del orden del 95% o más); es reemplazada por heterosita (figura 8.1.63-8.1.68) y puede aparecer también afectada por procesos deformativos, como lo atestiguaría la presencia de extinciones ondulantes e incluso el desarrollo de subgranos por fenómenos cataclásticos (figura 8.1.67).

Heterosita-purpurita: reemplaza a los cristales de ferrisicklerita, a los que pseudomorfiza en ocasiones casi por completo, manteniéndose la continuidad óptica con el anterior mineral. Como en el caso de los dos minerales precursores, se mantiene la existencia de extinciones ondulantes e incluso el desarrollo de subgranos debido a fenómenos cataclásticos, lo que evidencia que ambos minerales no son meteóricos.

Grupo de la allauaudita: los minerales de este grupo de fosfatos alcalinos presentes en el campo pegmatítico de Giraúl son de color anaranjado-amarillento en muestra de mano, mientras que bajo microscopio óptico de luz transmitida presentan un ligero pleocroísmo en tonos de verde-rojizo-amarillo pálidos. Aparece en forma de cristales tabulares, muy exfoliables, dispuestos en agregados granudos que rellenan vetillas en los fosfatos férricos anteriormente citados. Las vetas son de dimensiones pequeñas, y su anchura oscila entre unas pocas decenas de micras hasta

algunos milímetros. No obstante, son muy abundantes y se encuentran muy repartidas en el interior del cristal, no siguiendo ninguna dirección prefijada, pese a que algunas se disponen siguiendo exfoliaciones de los fosfatos primarios. De esta manera, la inmensa mayoría de estas vetillas están dispuestas completamente al azar (figuras 8.1.69-8.1.70). Estas vetas quedan confinadas al interior de los grandes cristales de fosfatos, de manera que no se proyectan en los silicatos asociados. Como los fosfatos anteriores, presenta evidencias de deformación.

Serie montebrasita-ambligonita: como en la primera zona, existen dos generaciones de términos de esta serie. la primera (montebrasita I) es de tendencia idiomórfica, y co-cristaliza con los silicatos primarios; a menudo se la ve maclada (figuras 8.1.71-8.1.72). La segunda generación de montebrasita es alotriomórfica, y se encuentra en vetas confinadas dentro de los fosfatos de la secuencia trifilita-ferrisicklerita-heterosita, en asociación con cuarzo y moscovita (montebrasita II; figuras 8.1.73-8.1.74). Ninguna de ellas es común, y ambas acostumbran a tener pequeñas dimensiones (menos de 1 cm).

Todos estos fosfatos primarios se hallan reemplazados por una asociación supergénica compleja, con asociaciones de fosfatos secundarios, generalmente muy oxidados e hidratados, que reemplazan a los fosfatos primarios (figuras 8.1.75-8.1.76).

Todos los fosfatos secundarios presentes en esta zona forman cristales tabulares o prismáticos, implantados en vetas sobre los fosfatos primarios, o bien pseudomorfizándolos. Todos ellos son de vivos colores y pleocroísmo muy acusado, con vivos colores de interferencia.

En la mayor parte de los casos, la sucesión de minerales secundarios se realiza a partir de sucesiones pasivas entre los mismos, pero que reemplazan a los fosfatos primarios, de manera que éstos pueden quedar reemplazados en un 100%. Entre los minerales secundarios se dan secuencias del tipo de rockbridgeíta-frondelita-lipscombíta-fluorapatito.



Figura 8.1.59. Cristales de zircón zonados, y con su núcleo muy alterado y metamictizado (isotropizado). Nícoles cruzados. Campo, 5,8 mm.



Figura 8.1.60. Cristales zonados de zircón, con contenido alto en Hf (zonas brillantes) y zonas más pobres (oscuras). Están parcialmente corroídos. Imagen de SEM, modo BSE.

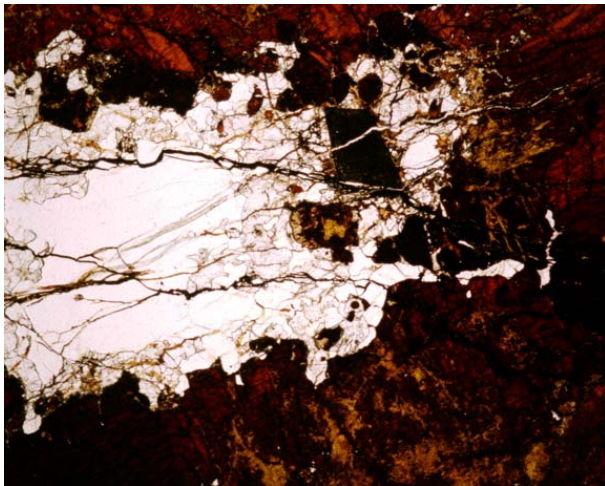


Figura 8.1.61. Cristales de zircón en una veta de cuarzo y albita que corta a los fosfatos de Li. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

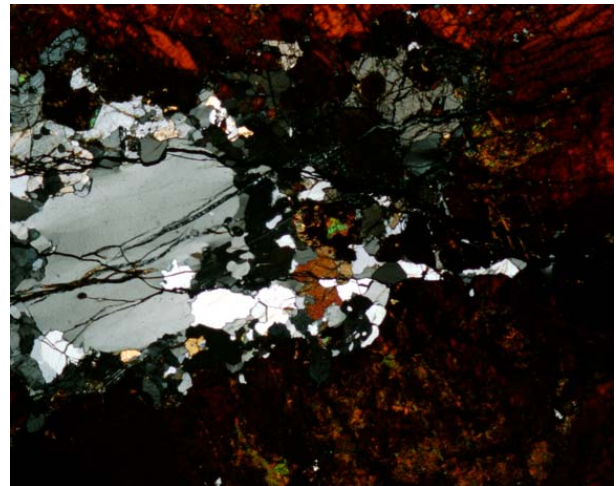


Figura 8.1.62. La asociación anterior, en nículos cruzados.

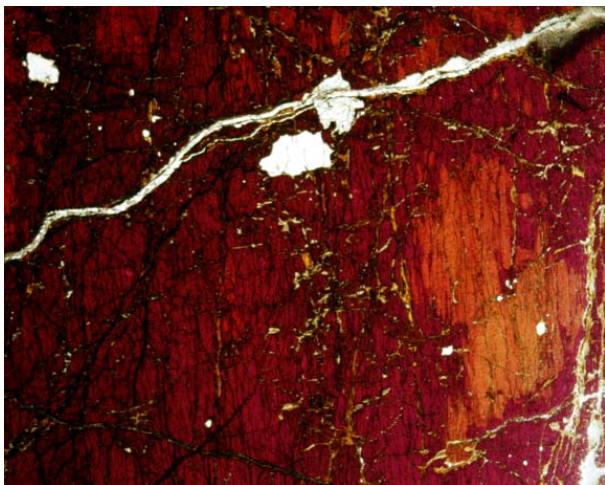


Figura 8.1.63. Reemplazamiento de ferrisicklerita (naranja) por heterosita (roja). Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

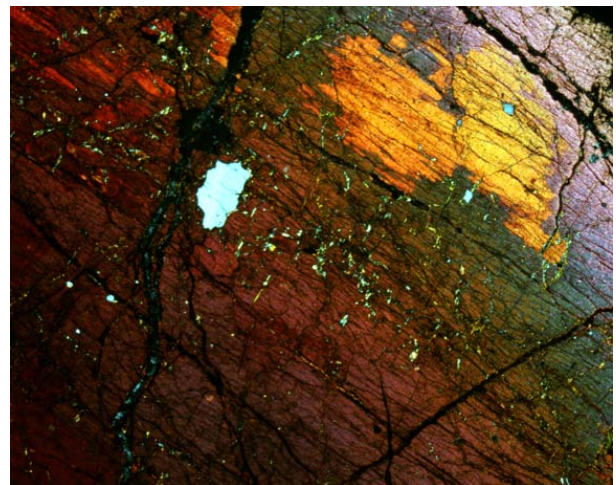


Figura 8.1.64. La anterior asociación, en nículos cruzados.



Figura 8.1.65. Cristales de gran tamaño de ferrisicklerita (rojiza) reemplazados en sus bordes por heterosita (oscura); el mineral claro es plagioclasas in analizador. Campo, 11,6 mm.

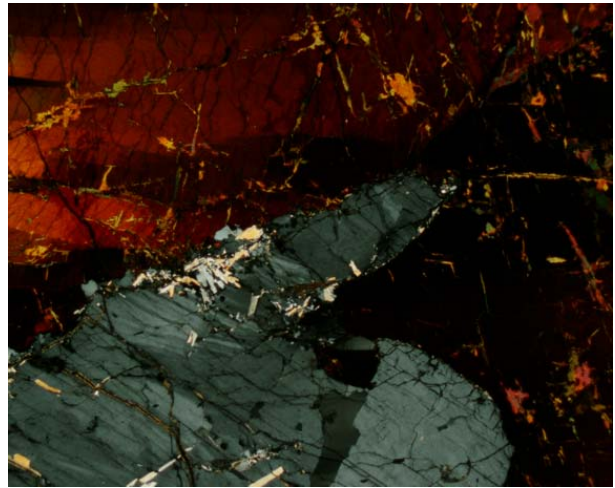


Figura 8.1.66. La asociación anterior, en nícoles cruzados.

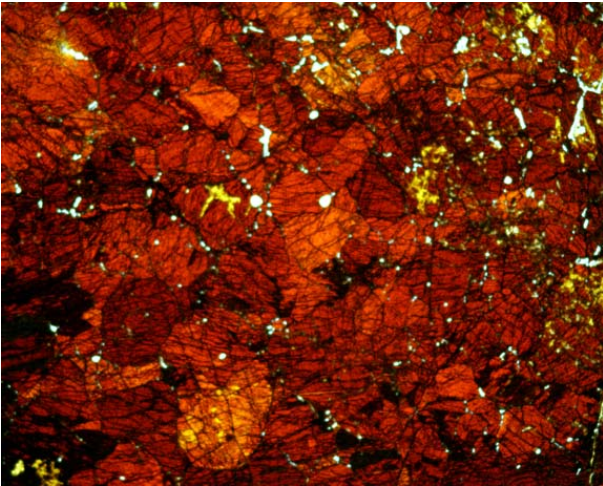


Figura 8.1.67. Textura cataclástica en un megacrystal de ferrisicklerita, con desarrollo de subgranos. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

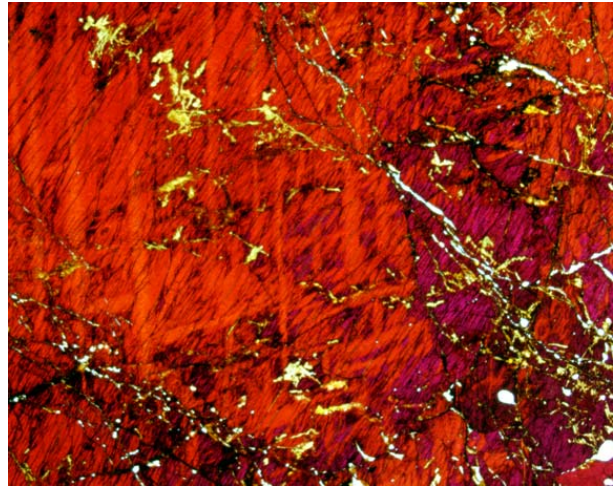


Figura 8.1.68. Maclas en parrilla en cristales de ferrisicklerita, parcialmente reemplazada por heterosita. Campo, 11,6 mm.

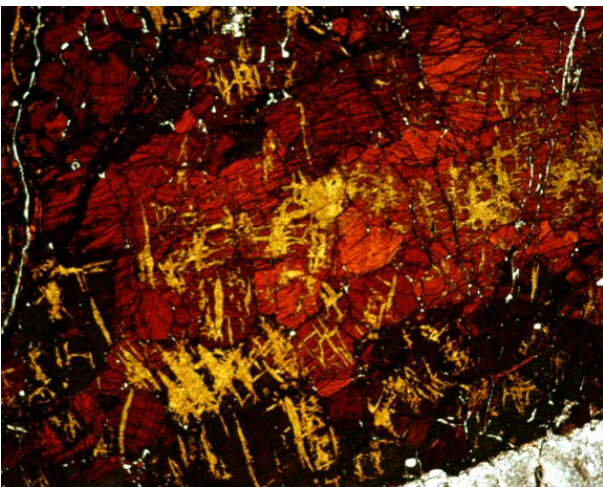


Figura 8.1.69. Reemplazamiento de ferrisicklerita (naranja) por heterosita (rojo); el conjunto es cortado por alluaudita (amarillo verdoso). Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

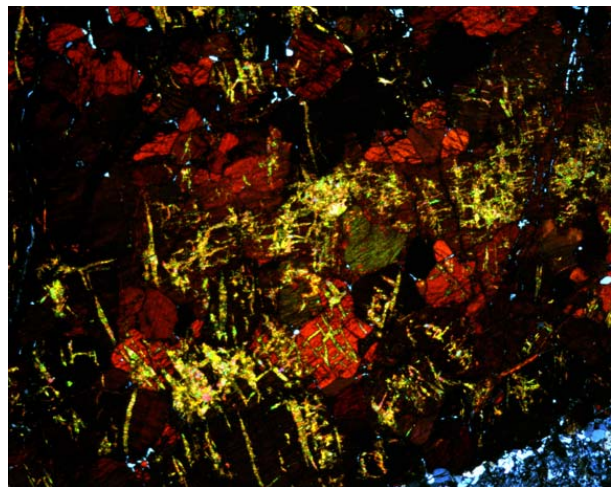


Figura 8.1.70. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm..

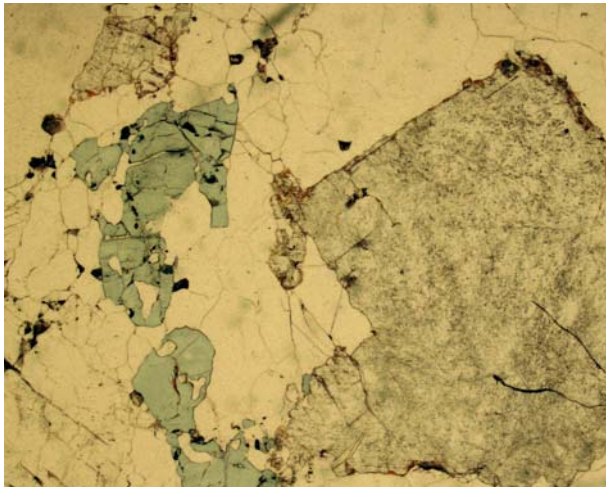


Figura 8.1.71. cristales idiomórficos de montebrasita I, asociados a cuarzo, albita y turmalina. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

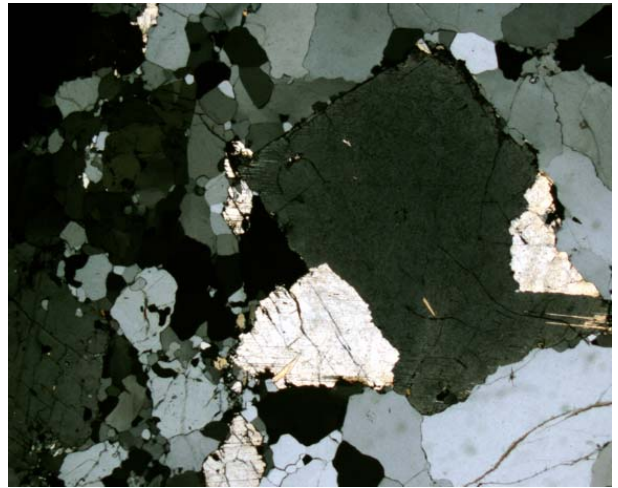


Figura 8.1.72. La asociación anterior, en nícoles cruzados; en este cristal de montebrasita I se intuyen maclas polisintéticas..

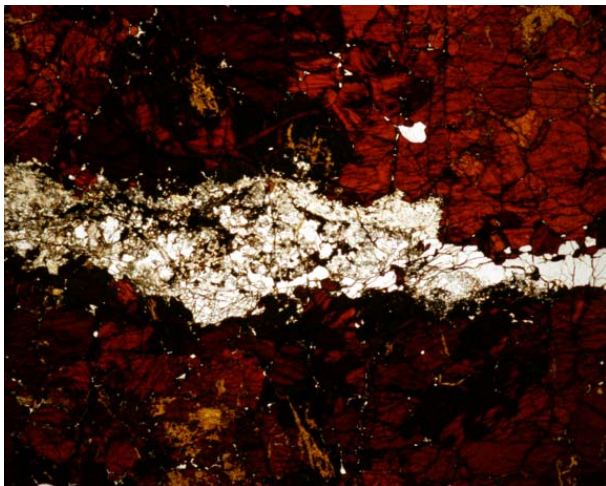


Figura 8.1.73. Heterosita cortada por vetas rellenas de una asociación de albita y montebrasita II. Sin analizador. Campo, 11.6 mm.

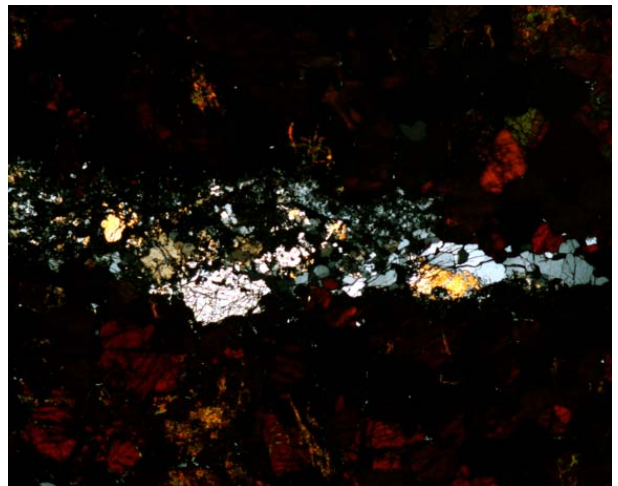


Figura 8.1.74. La asociación mineral anterior, en nicoles cruzados. La montebrasita II destaca por sus colores ligeramente más elevados. Campo, 11,6 mm.

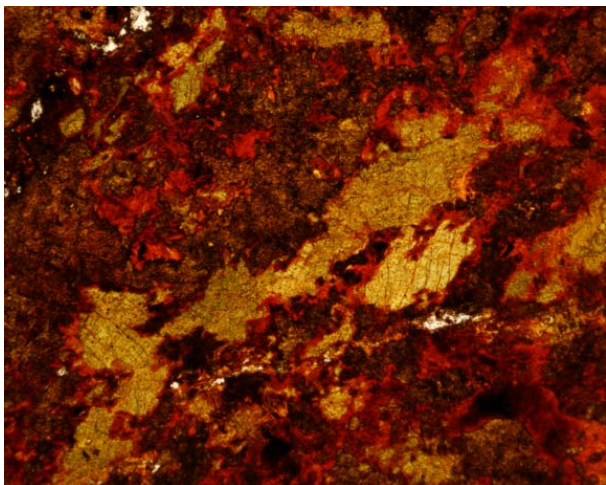


Figura 8.1.75. Reemplazamiento por meteorización: agregados de alluaudita (verde amarillento) reemplazados por lipscombite (rojo). Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

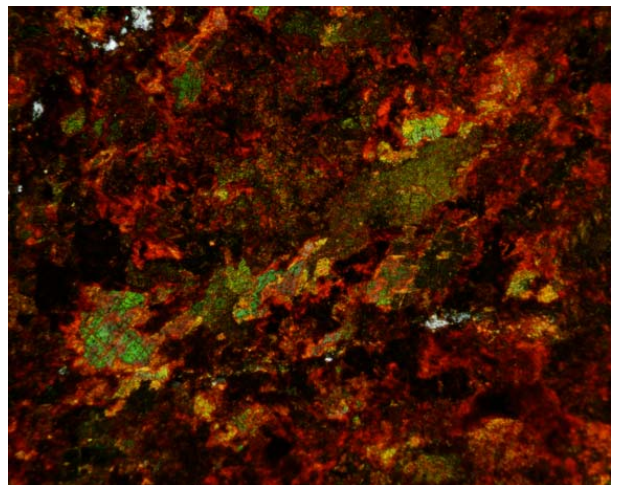


Figura 8.1.76. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm..



Figura 8.1.77: Agregados radiales de cristales de columbita (negro) asociados a heterosita (mitad superior) y feldespatos potásico.



Figura 8.1.78. Cristal de columbita con zonado simple, con borde más rico en Ta. Imagen de microscopio electrónico, modo electrones retrodispersados.

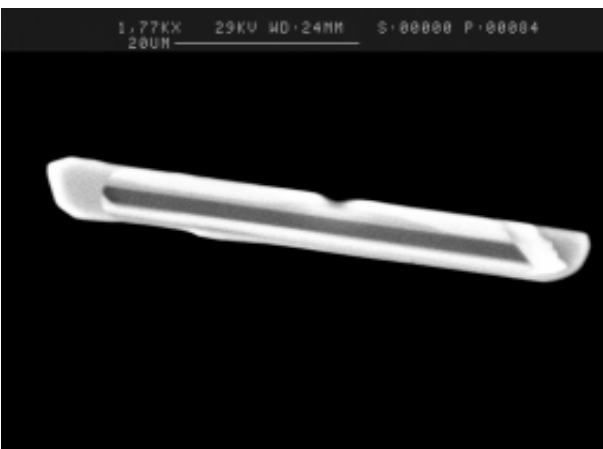


Figura 8.1.79. Cristal tabular de columbita en la segunda zona intermedia, con zonado parcheado en el núcleo. A remarcar el reemplazamiento de tantalita en el borde. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

Columbita: en muestra de mano es de color negro, y de color rojo oscuro a opaco bajo el microscopio de luz transmitida. En esta unidad los minerales del grupo de la columbita se encuentran en forma de cristales idiomórficos de hábito tabular, a menudo dispuestos en agregados radiales (figura 8.1.77); su tamaño de grano medio es del orden de 3 a 5 centímetros aproximadamente. Sus cristales están a menudo íntimamente asociados con los cristales de fosfatos de Li.

Por lo común los minerales del grupo de la columbita están zonados, mostrando una zonación de características muy variables dentro de la unidad. Así, pueden encontrarse cristales con los siguientes tipos de zonado dentro de la unidad:

- * zonación concéntrica simple, con términos ricos en ferrocolumbita en el centro y con tantalita en la periferia (figuras 8.1.78-8.1.79); en la mayor parte de casos este zonado es incipiente. Los contactos entre cada zona acostumbran a ser bien definidos y sugieren a menudo un crecimiento normal del cristal, sin reemplazamientos, con superposición pasiva de las zonas de borde ricas en Ta sobre las zonas centrales ricas en Nb. A menudo la zona rica en Ta es de carácter pelicular. Esta zonación es poco común, aunque está bien distribuida entre cristales más o menos próximos en algunas muestras.

- * zonados reemplazantes normales (con un núcleo rico en Nb y una periferia rica en Ta). Los contactos entre cada zona acostumbran a ser muy bien definidos, aunque sugieren algún tipo de reemplazamiento de las zonas de centro del cristal por las zonas de borde (figura 8.1.80-8.1.81). En estos cristales la parte central puede tener un zonado un poco complejo (fig. 8.1.82).

- * zonado oscilatorio, con alternancia de bandas concéntricas ricas en Nb-Ta. Los contactos entre cada banda acostumbran a ser difusos (figura 8.1.83). El núcleo acostumbra a ser más rico en Nb.

- * zonado parcheado, con zonas de tamaño y forma muy variables ricas en Nb y otras zonas ricas en Ta, muy irregularmente distribuidas. Este tipo de zonado da texturas complejas, de aspecto reemplazante, con contactos muy irregulares (figs. 8.1.84-8.1.87).

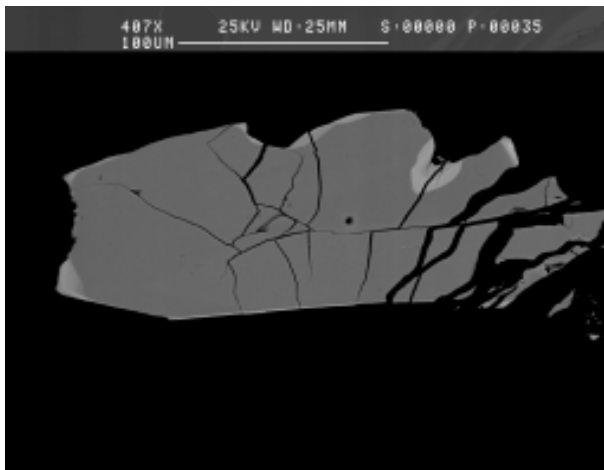


Figura 8.1.80. Cristal tabular de columbita en la segunda zona intermedia, con zonado reemplazante normal (núcleo rico en Nb, oscuro) y periferia rica en Ta (clara). Imagen de SEM, modo BSE.



Figura 8.1.81. Cristal tabular de columbita en la segunda zona intermedia, con zonado reemplazante normal (núcleo rico en Nb, oscuro) y periferia rica en Ta (clara). Imagen de SEM, modo BSE.

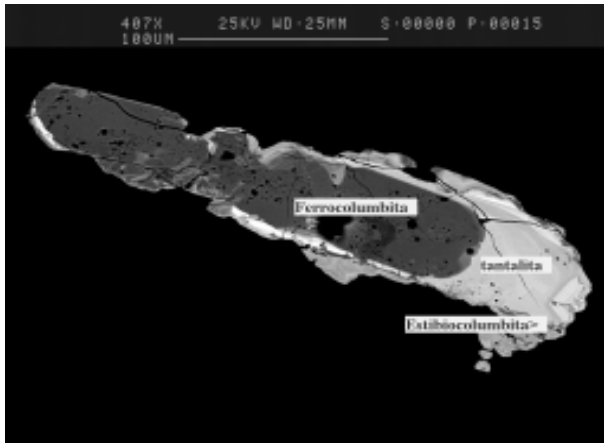


Figura 8.1.82. Cristal de columbita con zonado complejo, con núcleo oscilatorio rico en Nb (oscuro) y bordes más ricos en Ta (claro). Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

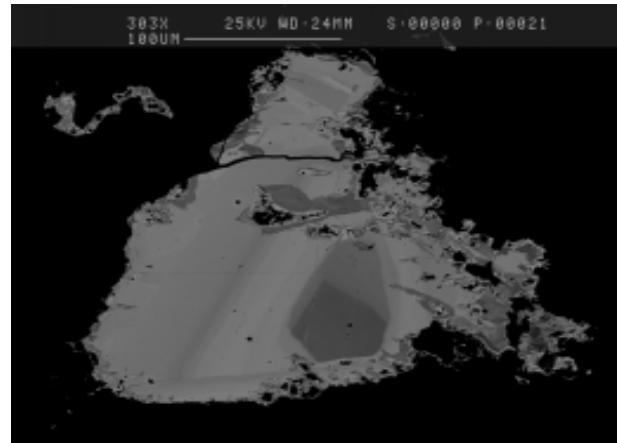


Figura 8.1.83. Cristal tabular de columbita en la segunda zona intermedia, con zonado oscilatorio y periferia reemplazante con zonas ricas en Ta (claras) y Nb (oscuras). Imagen de microscopio electrónico, modo electrones retrodispersados.



Figura 8.1.84. Cristal de columbita con zonado complejo parcheado, con estadios tardíos más ricos en Ta. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

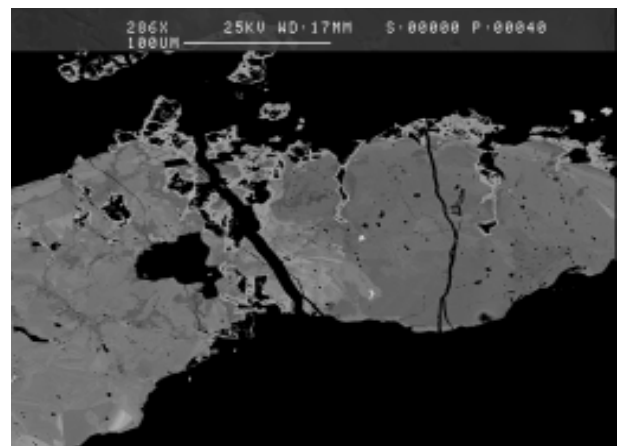


Figura 8.1.85. Cristal de columbita con zonado complejo parcheado, con estadios tardíos más ricos en Ta (más brillantes). Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

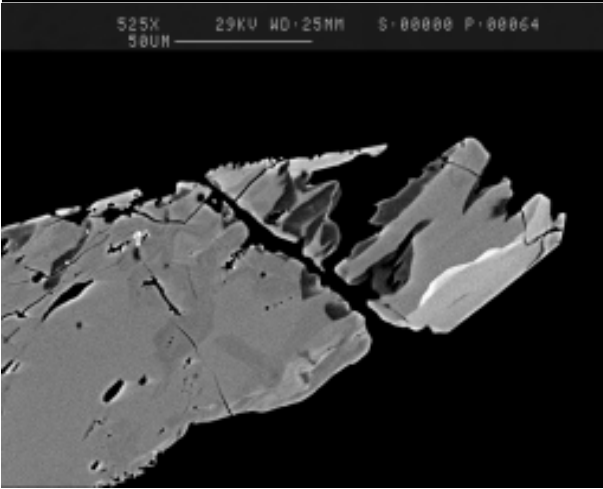


Figura 8.1.86. Cristal de columbita con zonado complejo parcheado, con estadios tardíos más ricos en Ta (más brillantes). Imagen de microscopio electrónico, modo BSE.

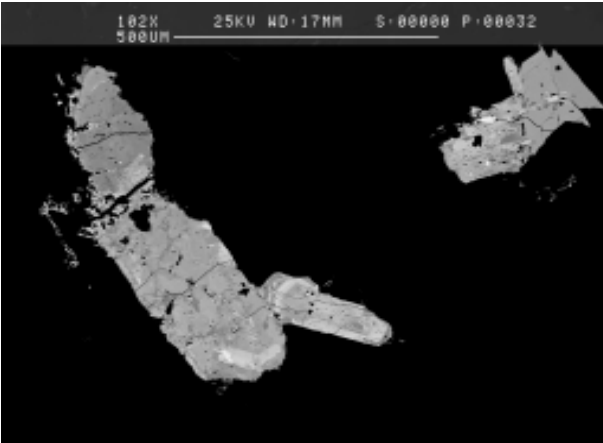


Figura 8.1.87. Cristales de columbita con zonado complejo parcheado y reemplazamientos. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

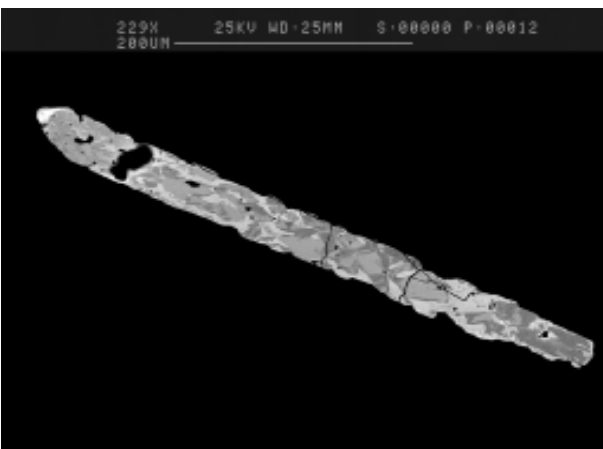


Figura 8.1.88. Cristales de columbita con zonado complejo convolucionado. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

* zonado convolucionado, con figuras de zonado muy complejas, en las que destacan intercrecimientos irregulares bandeados (muy sinuosos) de zonas ricas en Nb y otras zonas ricas en Ta; generalmente los límites entre cada una de las bandas son muy difusos (figuras 8.1.88-8.1.92). Este zonado acostumbra a ir asociado con el zonado parcheado.

Los minerales del grupo de la columbita no son en realidad muy abundantes (menos del 1% de la unidad), aunque están muy repartidos por toda la unidad y lo suficientemente perceptibles a visu como para llamar la atención. Estos minerales se presentan casi siempre alterados a partir de pequeñas microvetillas a asociaciones de diversos minerales ricos en Ta-U.

Tantalita: se presenta en granos alotriomórficos muy pequeños, como producto de reemplazamiento muy tardío de cristales de columbita, dentro de pequeñas vetillas, de pocas micras de anchura. Estos granos, opacos en microscopía de luz transmitida, raramente presentan zonado. Es muy poco abundante, aunque está comunmente muy distribuida como producto tardío de cristales de columbita.

Tapiolita: es otro de los minerales ricos en Ta que reemplaza a la columbita en las vetillas. Se diferencia del resto por su anisotropía, aunque es difícil de apreciarla debido al tamaño de grano muy fino (figura 8.1.93).

Ixiolita: aunque rara, puede aparecer como producto de reemplazamiento tardío de los cristales de columbita, como otro de los componentes de las vetillas irregulares arriba mencionadas (figura 8.1.94).

Microlita: los minerales del grupo del pirocloro en general, y la microlita en particular, se encuentran asociados con tantalita en las vetillas que reemplazan a la columbita (figura 8.1.95). En particular, la microlita forma cristales idiomórficos, de tamaño fino, del orden de 1-10 micras, a veces intercrecida con otros minerales ricos en Ta.

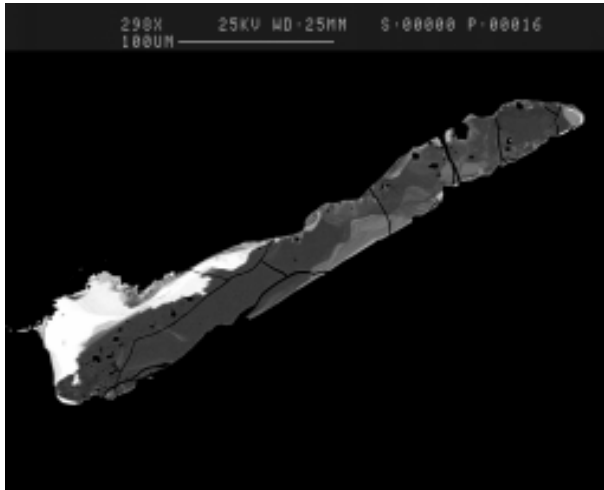


Figura 8.1.89. Cristales de columbita con zonado complejo convolucionado. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

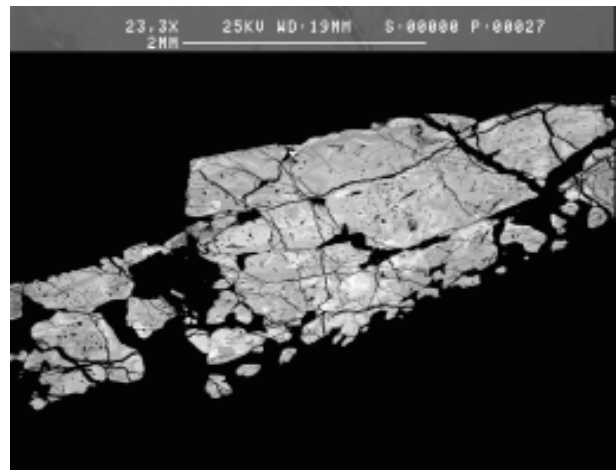


Figura 8.1.90. Cristal de columbita con zonado convolucionado, con bandas más ricas en Ta (más brillantes). Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

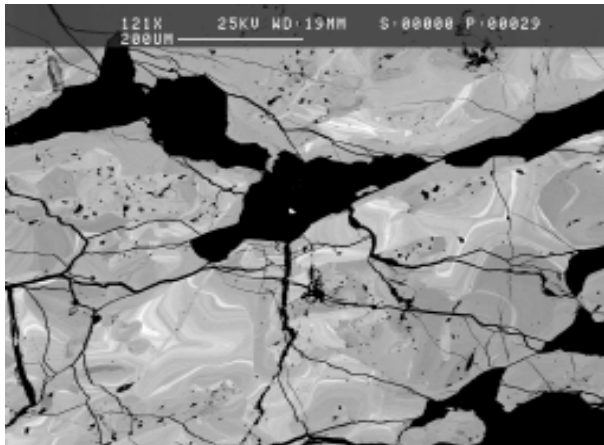


Figura 8.1.91. Detalle del cristal de columbita con zonado convolucionado anterior, con bandas más ricas en Ta (más brillantes). Imagen de microscopio electrónico, en modo de electrones retrodispersados.

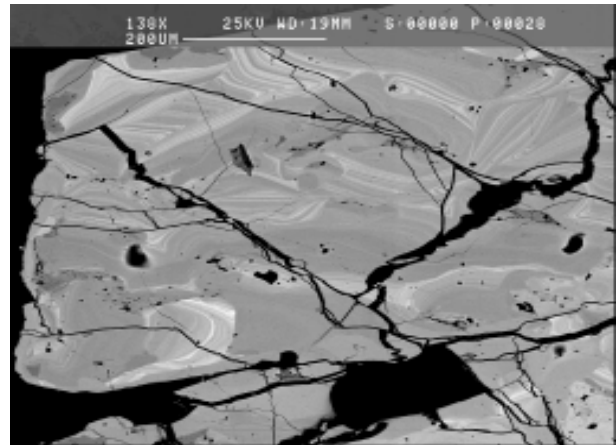


Figura 8.1.92. Otro detalle del cristal de columbita con zonado convolucionado de arriba, con bandas más ricas en Ta (más brillantes). Imagen de microscopio electrónico, en modo de electrones retrodispersados.

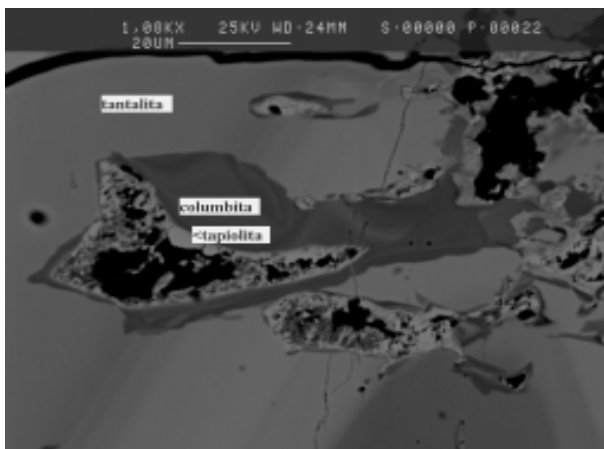


Figura 8.1.93. Reemplazamiento de un cristal de columbita (más oscura) por tapiolita y tantalita (más brillantes). Imagen de microscopio electrónico, en modo de electrones retrodispersados.



Figura 8.1.94. Reemplazamiento de un cristal de columbita por pequeños granos de uraninita e ixiolita (más brillantes). Imagen de microscopio electrónico, en modo de electrones retrodispersados.

Estibiomicroлита: puede aparecer en alguna de las vetas de reemplazamiento de la columbita; es también de grano muy fino (menos de 5 micras), y muy poco común (figura 8.1.96-8.1.97).

Litiomicroлита (ζ): es uno de los minerales más escasos en estas pegmatitas; en esta unidad se encuentra en forma de cristales idiomórficos, octaédricos, implantados en cavidades de pocas micras de anchura dentro de los cristales de columbita alterada (figuras 8.1.98-8.1.99). Su tamaño es pues muy fino, del orden de 2 micras, lo que dificulta su caracterización.

Uranomicroлита: es otro de los minerales del grupo de la microлита común como producto de reemplazamiento de la columbita, en granos alotriomórficos de muy pequeño tamaño (menos de 3 micras) que aparecen como relleno de las vetillas micrométricas antes mencionadas.

Plumbomicroлита: aunque muy rara, se encuentra como otro producto de reemplazamiento de la columbita, como relleno de las vetillas micrométricas antes mencionadas. Es alotriomórfica y de tamaño de grano muy fino (menos de 5 micras).

Uraninita: Es común en la unidad, donde puede llegar a ser abundante en forma de inclusiones o vetillas muy pequeñas dentro de los cristales de zircón (figuras 8.1.100-8.1.102). En este caso forma granos redondeados, de menos de 1 micra de diámetro, que pueden agruparse formando racimos dentro de los cristales de zircón. La abundancia de uraninita dentro de esta unidad es responsable de la elevada radioactividad de esta zona. Este aspecto podría ser usado ventajosamente en la exploración de este tipo de pegmatitas. A su vez, esta radioactividad es responsable del elevado grado de metamictización de diversos minerales, de modo que produce aureolas pleocroicas en minerales coloreados, o bien fracturas radiales en minerales circundantes, como cuarzo o feldespatos.

Casiterita: es un mineral muy escaso en estas pegmatitas; en esta unidad se encuentra en forma de cristales alotriomórficos de tamaño fino, unas 2 micras, como producto de reemplazamiento de columbita (figura 8.1.103).

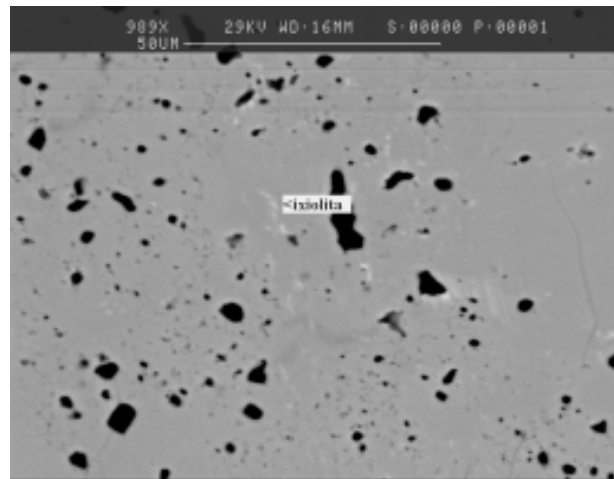


Figura 8.1.95. Cristal de columbita reemplazada por ixiolita en pequeñas vetillas. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

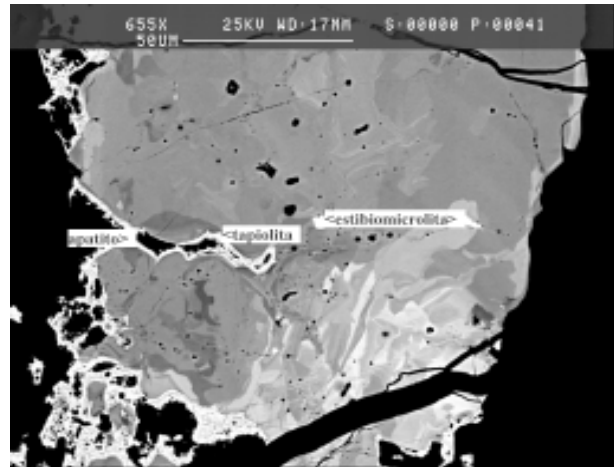


Figura 8.1.96. Cristal de columbita con zonado complejo, con estadios tardíos más ricos en Ta, con vetas de tapiolita y estibiomicroлита. Imagen de microscopio electrónico, modo BSE.

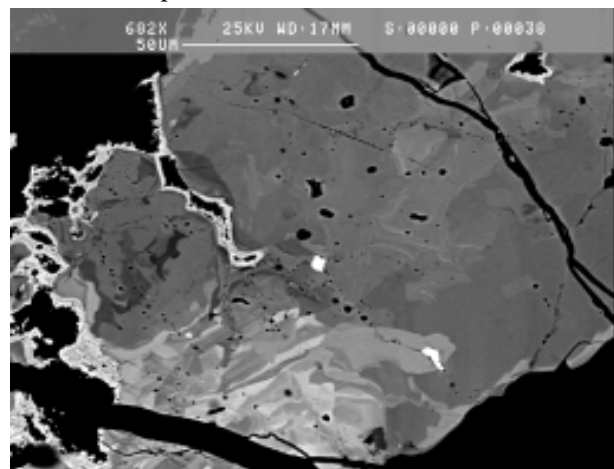


Figura 8.1.97. Imagen de microscopio electrónico (modo electrones retrodispersados) del cristal de la imagen anterior; se aprecia mejor la estibiomicroлита en vetas (cristales más brillantes).

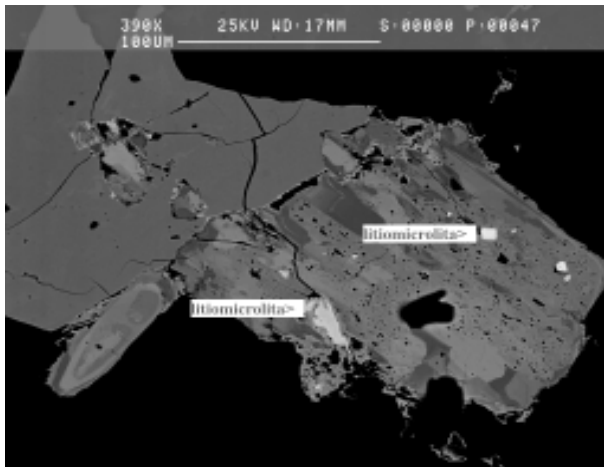


Figura 8.1.98. Cristal de columbita reemplazada por litiomicrolita idiomórfica en pequeñas cavidades. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

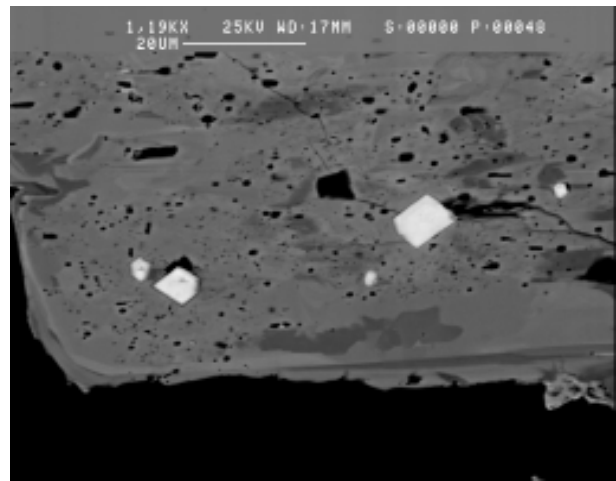


Figura 8.1.99. Detalle de la imagen anterior, en que se observa el carácter totalmente octaédrico de la posible litiomicrolita; se intuye un zonado concéntrico.

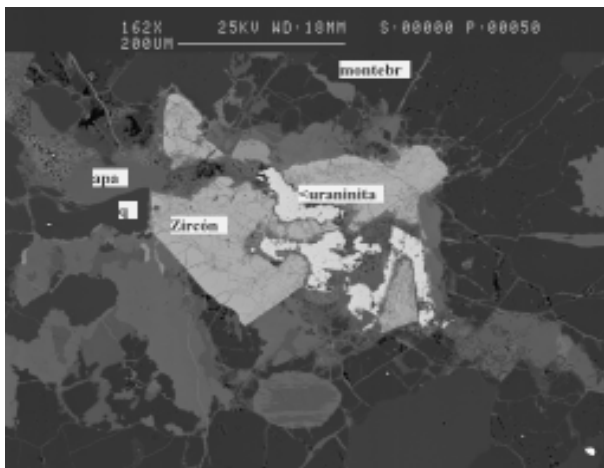


Figura 8.1.100. Cristal de zircón metamictico reemplazado por uraninita en pequeñas vetillas. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

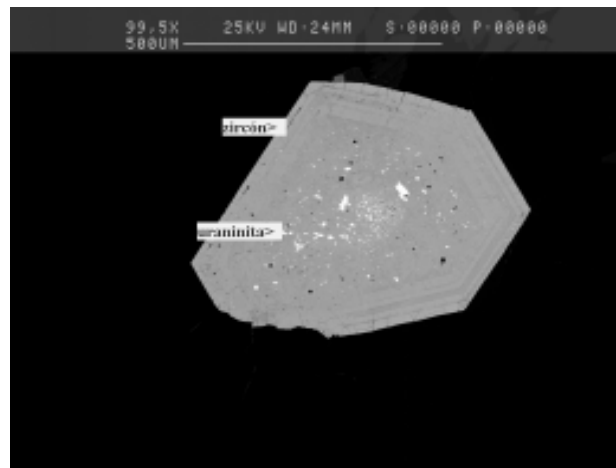


Figura 8.1.101. Cristal de zircón zonado, con inclusiones de granos de uraninita en el centro. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

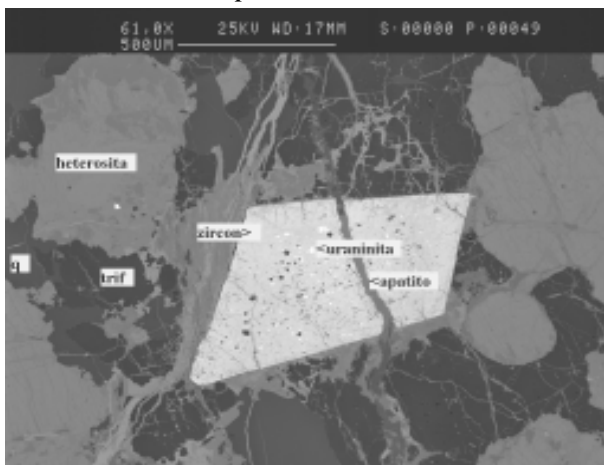


Figura 8.1.102. Cristal de zircón con pequeñas inclusiones de uraninita, cortado por vetas de apatito. Nótese la asociación con trifilita (trif), heterosita y cuarzo. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.

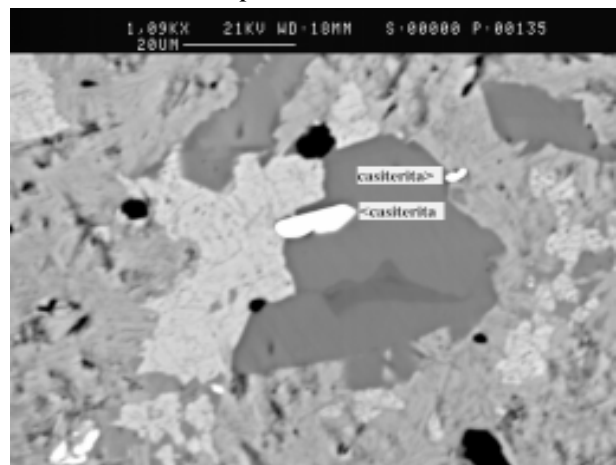


Figura 8.1.103. Cristales idiomórficos de casiterita de hábito prismático. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados.



Fig. 8.1.104. Perspectiva de la cantera de la mina A mirando hacia el S. La mayor parte de la cantera se desarrolló sobre la III zona intermedia (blanca); al S se ve una parte de la II zona intermedia (rojo).



Fig. 8.1.105. Otro detalle de la cantera cerca de la imagen anterior, con el contacto con la segunda zona intermedia a la derecha de la imagen.



Fig. 8.1.106. Cristales gigantes de feldespato potásico en la tercera zona intermedia, en la pared del centro de la cantera de la pegmatita A. A destacar el predominio de la microclina blanca en esta unidad.

Tercera zona intermedia

Es la zona que se encuentra entre el contacto de la segunda zona intermedia y la tercera zona intermedia de pegmatita. Esta unidad intermedia, conforma la tercera unidad circular alrededores de la pegmatita. La transición desde la tercera unidad hacia la parte mas interna (núcleo) de la pegmatita es progresiva, marcada por un aumento significativo del tamaño de los cristales que gradúa hacia la tercera unidad intermedia. Esta unidad tiene una anchura en afloramiento de 30 m aproximadamente en la pegmatita A, aunque puede estar exagerada por la profundidad de disección de la pegmatita en relación con el nivel de erosión.

Esta unidad intermedia conforma hacia el 35% de la superficie de afloramiento de la pegmatita A, y a su vez está compuesta por cristales equigranulares de microclina blancuzca, albita blanca y, en menor medida, cuarzo. Como minerales accesorios se encuentra berilo blanco, moscovita y montebrasita (figuras 8.1.104-8.1.09).

Cuarzo: forma intercrecimientos de granos alotriomórficos de grano grueso (2-5 cm) con el feldespato potásico, siendo relativamente escaso en esta unidad (menos del 20 %).

Albita: se encuentra en forma de cristales tabulares no muy grandes (3 mm-5 cm) y dispersos, reemplazados por los cristales de feldespato potásico. Hay una segunda generación de albita, más tardía, que reemplaza al feldespato potásico. Esta albitización se desarrolla sobre los feldespatos de la tercera zona intermedia en las inmediaciones de vetas tardías de albititas. No obstante, en esta unidad es poco abundante, en conjunto menos del 20% del conjunto de la misma.

Microclina: es, con mucho, el feldespato dominante en esta zona. En muestra de mano es de color blanco grisáceo y es muy pura, aunque con macropertitas vetiformes. No presenta alteración y, por lo común, es límpida en microscopía de luz transmitida. Se encuentra en forma de cristales prismáticos de tamaño gigantesco, con longitudes superiores a 30 cm, a menudo de varios metros de longitud. Presenta el maclado característico de la microclina; a menudo incluye cristales de albita y moscovita (parcialmente corroídos). Constituye más del 60% de la unidad.

Moscovita: en muestra de mano es de color blanco; en esta unidad se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de tamaño centimétrico.

Berilo: se encuentra en forma de cristales idiomórficos de hábito prismático de tamaño superior a 10 centímetros, y que pueden alcanzar tamaños gigantes, del orden de algunos metros.

Montebrasita: es el fosfato primario de Li que existe en esta zona. En muestra de mano es de color gris. La montebrasita, en la tercera unidad se encuentra muy alterada, en forma de cristales alotriomórficos, de tamaño grueso, de varios centímetros de diámetro, aunque posiblemente puedan existir de mucho mayores.

Núcleo

No aflora en la pegmatita A, aunque probablemente se encuentre a pocos metros por debajo de la superficie. En el resto de pegmatitas del campo, esta unidad estructural conforma el 2% de la pegmatita; como en otros casos, está compuesta exclusivamente por una masa de cuarzo incoloro y, en raras ocasiones, lechoso, con cristales alotriomórficos.

Vetas albíticas

En las pegmatitas de este tipo, se desarrollan vetas tardías albíticas, que cortan casi totalmente todas las unidades de la pegmatita. Estas vetas de formación tardía son de dimensiones variables, que oscilan desde los pocos milímetros a varios decímetros de ancho y desde pocos centímetros a varios metros de longitud. En cualquier caso, son de dimensiones relativamente pequeñas para ser representadas a escala en la cartografía de la pegmatita A. Pueden hallarse presentes reemplazando todas las unidades citadas anteriormente.

Las vetas albíticas están compuestas fundamentalmente por albita sacaroide o



Figura 8.1.107. Cristales de berilo blanco, de tamaño decimétrico, dentro de la tercera zona intermedia de la pegmatita A de tipo IV.



Figura 8.1.108. Cristales de microclina con macropertitas; nótese en algunas zonas la presencia de aspecto turbio (microinclusiones). Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

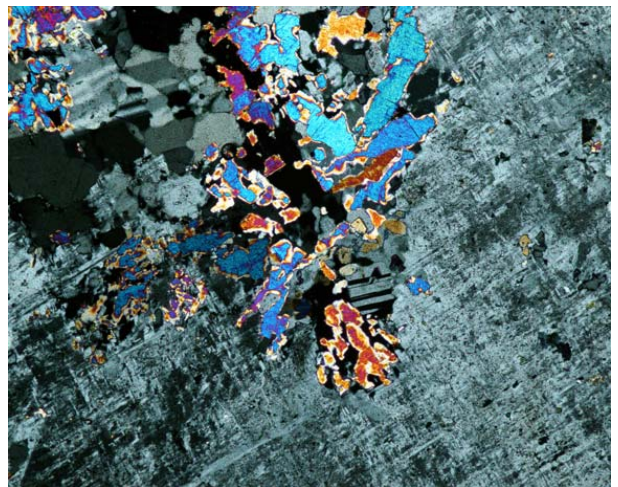


Figura 8.1.109. Cristales de microclina reemplazados por agregados simplectíticos de cuarzo y moscovita. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.



Figura 8.1.110. Típico aspecto de veta de albitita, casi monomineralica, emplazada en la tercera zona intermedia. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.



Figura 8.1.111. Contacto reemplazante entre la veta albítica y los cristales de microclina de la tercera zona intermedia. Se ve moscovita zonada. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.



Figura 8.1.112. Detalle del contacto reemplazante de una veta de albitita con microclina de la tercera zona intermedia. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

tabular y, en menor medida, por cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran elbaíta, moscovita y, en menor medida, óxidos de Nb-Ta.

Albita: es de grano fino, hipidiomórfica, con hábito tabular, no zonada. Presenta el maclado polisintético según la ley de la albita. El tamaño de grano es muy variable; sus cristales tienen un característico aspecto azucarado cuando son de grano fino (pocos mm de diámetro) y aspecto más hojoso cuando son de tamaño de grano centimétrico (“clevelandita”; figuras 8.1.110-8.1.112). Es el mineral dominante en las vetas, alcanzando generalmente el 90% de su composición.

Cuarzo: aunque en proporciones siempre inferiores al 20%, es un componente casi siempre presente en estas vetas, apareciendo en granos irregulares, en posición intersticial. Es incoloro.

Elbaíta: en muestra de mano es de color verde muy oscuro a verde hierba, y azul muy pálido a verde pálido al microscopio de luz transmitida; el pleocroísmo es casi imperceptible. En esta unidad se encuentra en forma de cristales idiomórficos, de hábito prismático y la característica sección basal con forma de triángulo esférico, de tamaño superior a 2 centímetros aproximadamente. No obstante, no presenta propiedades adecuadas para un uso gemológico.

Tantalita: es muy frecuente en esta zona, y se encuentra formando cristales tabulares alotriomórficos, de tamaño fino, inframilimétrico. Es de color rojo anaranjado en lámina delgada.

Cabe señalar que en la proximidad de las vetas albíticas o de las zonas de reemplazamientos albíticos en general los fosfatos de Li se ven reemplazados por alluaudita, por lo que este fosfato probablemente se forma en un estadio de albitización.

También atribuimos a este estadio de albitización los reemplazamientos de microclina por albita que se dan en grandes zonas de las zonas intermedias, en proximidad de estas vetas albíticas.

Vetas de cuarzo-moscovita±elbaíta

Están bien desarrolladas en estas pegmatitas, aunque a veces, cuando están irregularmente distribuidas, pueden confundirse con los silicatos primarios de las zonas a las que están cortando (figuras 8.1.113-8.1.115).

Estas vetas presentan dimensiones muy variables, con anchuras desde unos pocos milímetros (caso más frecuente) hasta algunos decímetros; su continuidad lateral es también muy variable. Son de trazados muy irregulares y de direcciones extremadamente variables, de modo que llegan a formar enrejados irregulares dentro de la pegmatitas, y con espaciados entre las vetas también muy variables, generalmente en el orden métrico, aunque a veces puede ser mucho menor. En estas vetas no se desarrollan jamás cavidades geólicas.

Los contactos con las unidades anteriores son por reemplazamiento de las mismas, de modo que acostumbran a tener asociada una alteración sericítica de los feldespatos, aunque generalmente poco desarrollada.

Están constituidas predominantemente por cuarzo y moscovita, en asociación con proporciones muy variables de minerales de Li (elbaíta y montebrasita-amblygonita).

Cuarzo: es alotriomórfico, e incoloro. Su tamaño de grano es proporcional a la anchura de la veta en la que está incluido. Se encuentra en proporciones importantes pero muy variables dentro de una misma veta (entre 30-50%).

Moscovita (litínica): forma placas de dimensiones comparables a las de la veta que conforman, de manera que a veces alcanza los 20 cm de diámetro, aunque por lo común sus cristales son milimétricos o centimétricos. Por lo general, es hipidiomórfica, con hábito tabular, y es de color blanco amarillento o plateada; a menudo se aprecia zonación (8.1.120-8.1.121). Puede presentar inclusiones de cristales metamórficos de zircón de muy pequeño tamaño (1-2 micras). Su proporción es relativamente variable en estas vetas, entre un 30-70%, y cambia mucho entre diferentes vetas e incluso a lo largo de una misma veta.



Figura 8.1.113. Vetas de trazado irregular de cuarzo-moscovita, cortando la tercera zona intermedia.



Figura 8.1.114. Veta de gran espesor de cuarzo-moscovita, con tamaño de grano grueso, cortando la tercera zona intermedia.



Figura 8.1.115. Vetas subparalelas de cuarzo-moscovita con elbaíta cortando la primera zona intermedia.



Figura 8.1.116. Vetas de cuarzo-elbaíta cortando feldespatos de la segunda zona intermedia.



Figura 8.1.117. Vetas de cuarzo-moscovita con elbaíta cortando la segunda zona intermedia.



Figura 8.1.118. Vetas finas de cuarzo-elbaíta (verde oscuro) cortando feldespatos y un cristal de heterosita (negro) en la primera zona intermedia.



Figura 8.1.119. Detalle de una de las vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta que corta a la segunda zona intermedia. Destaca un cristal de elbaíta, de color verde oscuro.

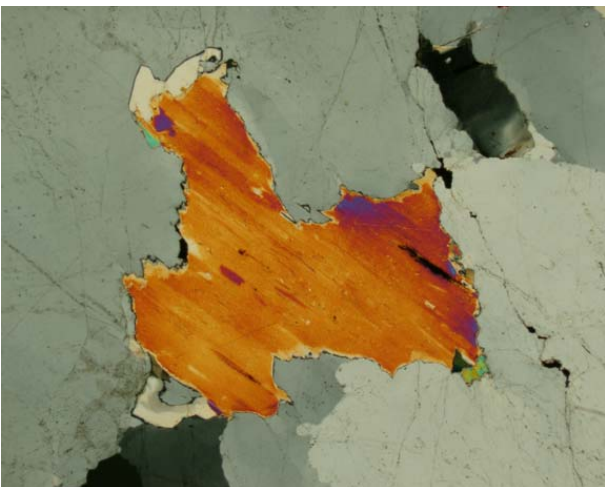


Figura 8.1.120. Detalle, en lámina delgada, de una veta de cuarzo-moscovita; la moscovita está ligeramente zonada. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

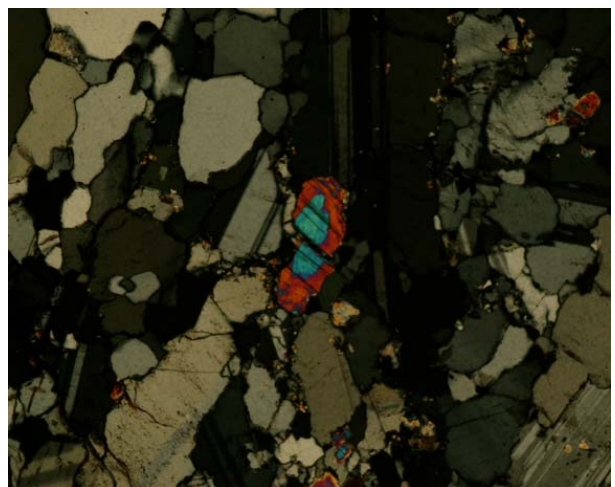


Figura 8.1.121. Moscovita fuertemente zonada cortando una veta albítica. Nícoles cruzados. Campo, 5,8 mm.

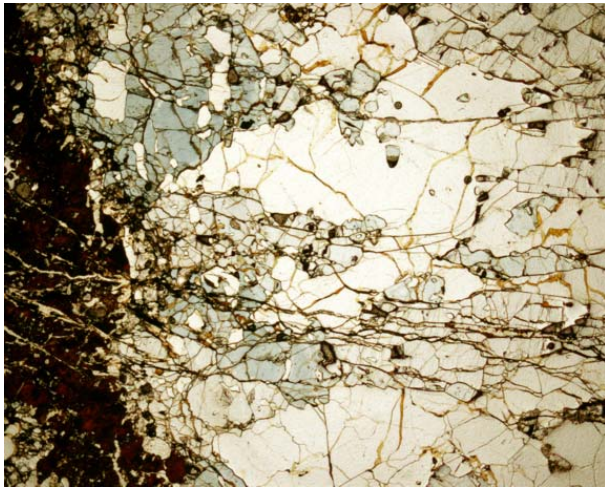


Figura 8.1.122. Contacto entre una veta de cuarzo-elbaíta y el cristal de heterosita de la figura 8.1.118; nótese la zonación longitudinal de la elbaíta. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

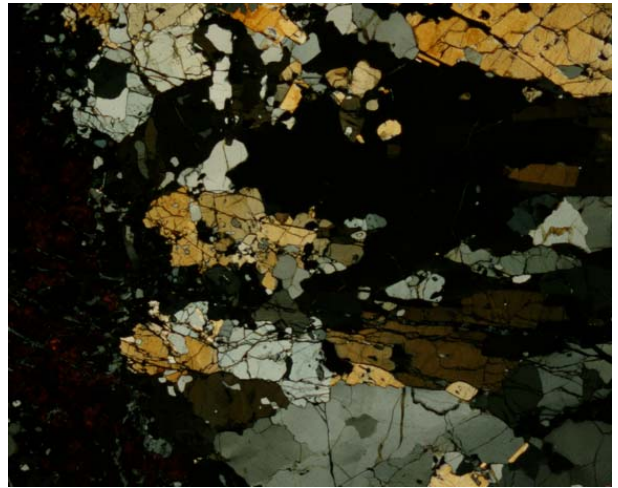


Figura 8.1.123. La asociación anterior, en nícoles cruzados.



Figura 8.1.124. Otro detalle del contacto anterior; nótese el cambio progresivo del color en los cristales de elbaíta, desde el contacto (azul) al interior (incoloro). Sin analizador. Campo, 11.6 mm.

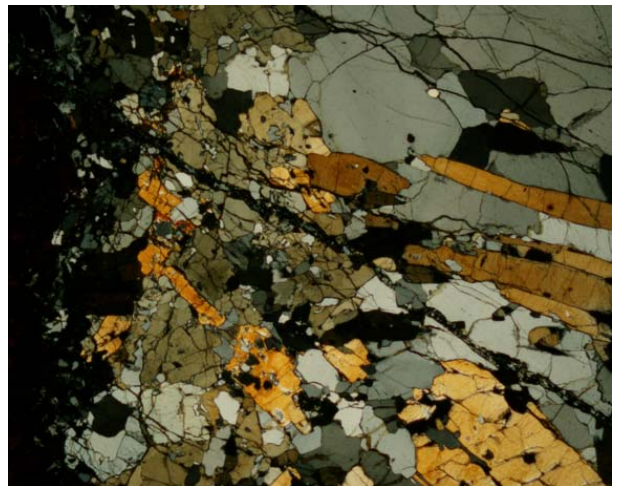


Figura 8.1.125. La asociación anterior, en nícoles cruzados.

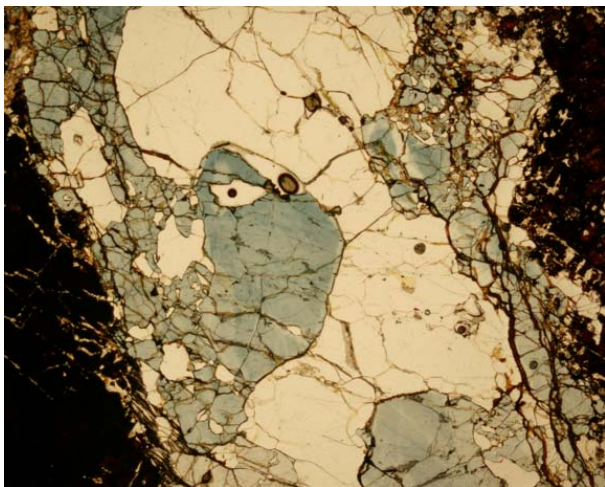


Figura 8.1.126. Detalle de una veta más estrecha, en la que no se desarrolla turmalina incolora; el mineral incoloro es cuarzo. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

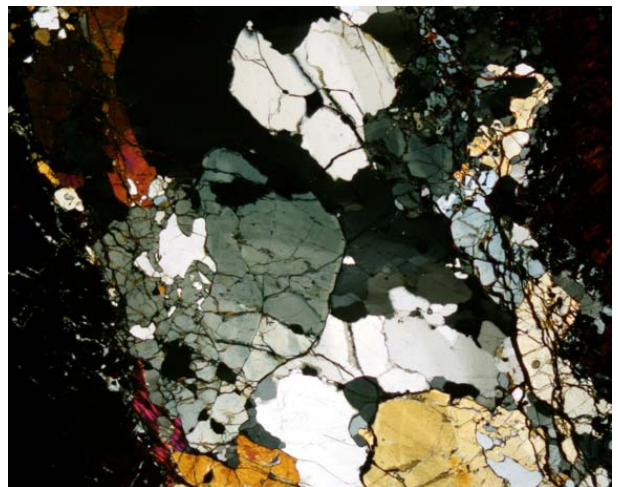


Figura 8.1.127. La imagen anterior en nícoles cruzados.

Elbaíta: se trata de cristales idiomórficos, de dimensiones muy variables, aunque son comunes las centimétricas. Acostumbra a estar en las zonas en que las vetas cortan a minerales de litio, como los grandes fosfatos de litio de la segunda zona intermedia. Los cristales (casi siempre hipidiomórficos a idiomórficos, de hábito prismático largo e, incluso, acicular) se disponen en agregados radiales o crecimientos paralelos, implantados perpendicularmente a la pared de la veta. En muestra de mano es de color verde oscuro (a veces, de color verde más claro), mientras que al microscopio es de color verde azulado muy pálido a casi incoloro, mostrando algunas veces zonación concéntrica o longitudinal (figuras 8.1.122-8.1.128). Es un mineral accesorio relativamente frecuente en esta unidad, encontrándose en proporciones variables entre 0 y 5%. Los cristales de elbaíta localizados hasta el momento no son aptos para usos de tipo gemológico, principalmente porque el color es muy oscuro y son poco transparentes; además, por lo general el hábito acicular de los cristales dificulta encontrar secciones tallables.

Montebrasita: puede aparecer en estas vetas como cristales alotriomórficos, de dimensiones variables, como máximo centimétricas, pero casi siempre mucho menores. En muestra de mano es de color blanco, y se distingue en lámina delgada por su maclado polisintético y su fuerte birefringencia; no se aprecia zonación en ningún caso. Es relativamente rara en esta unidad.

Gahnita: pese a ser rara, esta espínela de zinc está bastante repartida en esta unidad, aunque debido a su tamaño de grano muy fino (20-50 micras) es difícil localizarla. Se encuentra en forma de cristales idiomórficos, de hábito octaédrico sencillo, sin zonación ni maclado, desarrollados tempranamente en las paredes de las vetas de cuarzo-moscovita (figuras 8.1.130-8.1.131).

Apatito: es de formación tardía en las vetas, por lo que a menudo es de forma irregular. Su tamaño de grano es muy fino, de orden micrométrico, aunque puede aparecer en cristales de mayor tamaño (figuras 8.1.130-8.1.131).

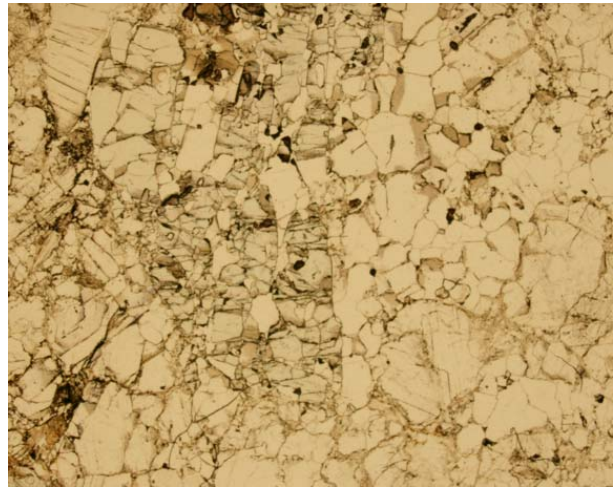


Figura 8.1.128. Turmalina casi incolora, elbaítica, reemplazando albíta de las vetas albíticas. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.

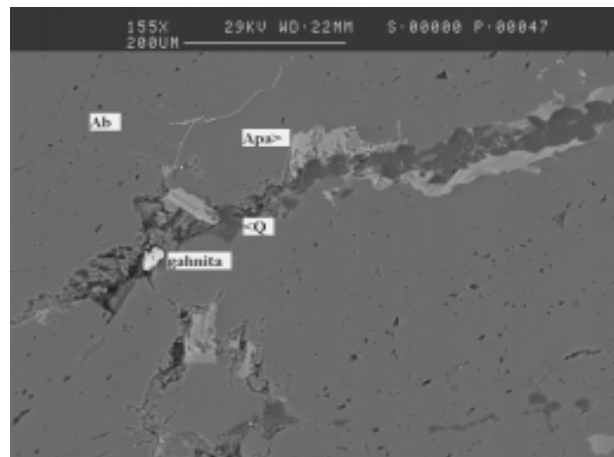


Figura 8.1.129. Vetas de cuarzo-moscovita con apatito tardío (apa) y gahnita. Imagen de microscopio electrónico de barrido, modo de electrones retrodispersados.

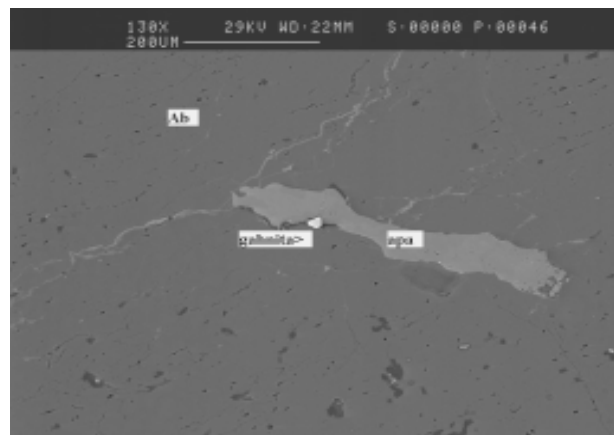


Figura 8.1.130. Detalle de una asociación comparable a la anterior, con apatito tardío (apa) y gahnita idiomórfica, cortando a una veta albítica. Imagen de microscopio electrónico de barrido, modo de electrones retrodispersados

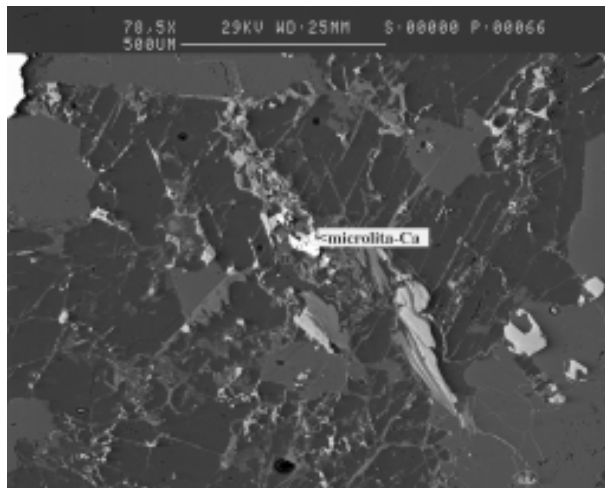


Figura 8.1.131. Cristales de microlita de grano muy fino, con cuarzo y moscovita, cortando cristales de microclina gris oscuro) y cuarzo. SEM, modo BSE.

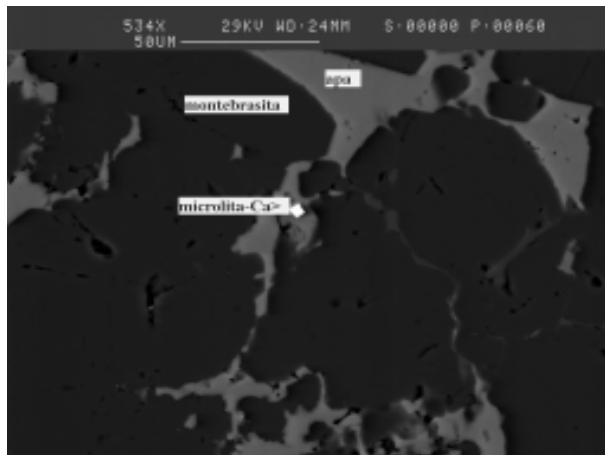


Figura 8.1.132. Asociación de microlita y apatito de formación muy tardía, cortando montebrasita. Imagen de microscopio electrónico, en el modo BSE.

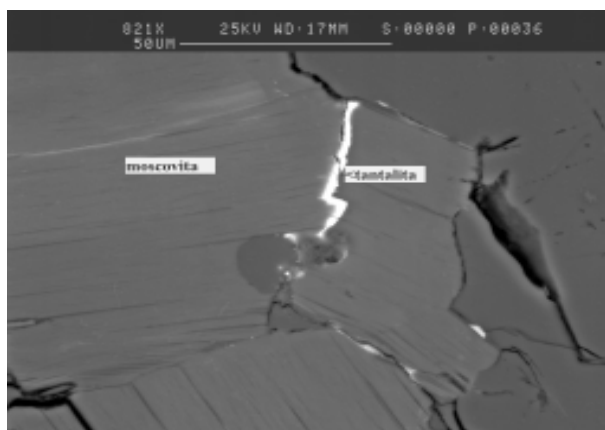


Figura 8.1.133. Cristales de tantalita tardíos, situados entre placas de moscovita en las vetas de cuarzo-moscovita. Imagen de microscopio electrónico, en el modo de electrones retrodispersados.

Microlita: es un mineral de formación tardía en estas pegmatitas, como vimos en la segunda zona intermedia, y que parece estar asociado, en algunos casos, con la formación de estas vetas, pues aparece frecuentemente asociada con cuarzo, moscovita y apatito de formación tardía (figura 8.1.131-8.1.132).

Tantalita: aparecen en ocasiones en pequeñas laminillas en la exfoliación de las micas, indicando una formación muy tardía en la secuencia de cristalización de estas vetas (figura 8.1.133).

8.1.3. SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN

En las pegmatitas de tipo IV la secuencia de cristalización es mucho más compleja que en los tipos anteriores (figura 8.1.134), puesto que al desarrollo concéntrico de la pegmatita se unen la formación de las vetas tardías y los procesos de reemplazamiento asociados. Todo ello hace que concurren aparentemente en una misma zona minerales que, en realidad, se han formado en episodios bastante alejados en el tiempo.

De este modo, los reemplazamientos de microclina por albita, comunes en las zonas intermedias, parecen corresponder a fenómenos muy tardíos, y muy probablemente relacionados con el desarrollo de las vetas albiticas tardías.

La misma deducción puede apuntarse para el caso de la sericita o, en general, los agregados tardíos de cuarzo y moscovita de formación tardía, que aparecen muy frecuentemente en todas las zonas de la pegmatita en posición intersticial entre los cristales de los minerales primarios. Estos agregados pueden ser perfectamente contemporáneos con las vetas tardías de cuarzo-moscovita.

Por todo ello, la presencia de un mineral en una zona determinada no implica necesariamente que dicho mineral forme parte de los componentes originales de la zona. Es importante definir si este mineral reemplaza a otros minerales o se forma en equilibrio con ellos.

En particular, este aspecto es importante en el caso de los minerales de Nb-Ta, puesto que, como se ha indicado, a menudo presentan una estructura interna muy compleja. Como se vio en su momento, estos cristales pueden tener un zonado sencillo o una zonación muy compleja, que puede estar asociada con fenómenos de reemplazamiento.

Los fenómenos de reemplazamiento en columbita producen casi siempre fases más ricas en Ta. Como se ha visto, estos minerales se concentran también en las vetas albíticas y las vetas de cuarzo-moscovita, por lo que es factible que los reemplazamientos en las zonas intermedias estén ligados con los fluidos tardíos que producen las vetas de albita y de cuarzo-moscovita.

De modo similar, en los fosfatos se producen también reemplazamientos importantes, aunque el mecanismo genético de algunos de ellos, como los reemplazamientos de la secuencia de Quensel-Mason queda todavía oscuro.

Por una parte, aunque la ferrisicklerita ha sido citada en algunos casos como un mineral primario, en nuestro caso llega a aparecer en algunos casos residuos inalterados de trifilita, por lo que lo más probable es que la trifilita sea el mineral primario.

Ahora bien, el reemplazamiento de trifilita por ferrisicklerita y heterosita implica cambios importantes en el estado de valencia del Fe, hacia una mayor oxidación del mismo a lo largo de la secuencia, lo que debería ser compatible con un aumento de la fugacidad de oxígeno en la pegmatita, acaso por un proceso de exsolución de fluido. Estos cambios deben acontecer posteriormente a la formación de los grandes cristales de fosfatos de las zonas intermedias.

No obstante, los feldespatos de las dos primeras zonas intermedias tienen colores rojizos, sugiriendo una cierta cantidad de Fe³⁺ en el entorno. En cambio, en la tercera zona intermedia el feldespato es claro, por lo que tal vez las condiciones ya no eran tan oxidantes.

Por consiguiente, la alteración de los fosfatos debería producirse dentro de la secuencia de cristalización de cada una de las zonas intermedias, y debería responder a algún

proceso de tipo cíclico, puesto que se repite en el tiempo en las primera, segunda zonas intermedias y en la zona de pared.

En cambio, el reemplazamiento de los fosfatos de Li y de la heterosita por alluaudita sí parece estar claramente asociado con los fenómenos de albitización, puesto que las zonas más reemplazadas a alluaudita se dan donde los cristales de trifilita/ferrisicklerita/purpurita están asociados con zonas con albita sacaroidea de las vetas de albita.

La formación de fosfatos secundarios y de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso durante los estadios de meteorización no se ha tenido en cuenta en la secuencia, puesto que no tienen ninguna relación con la petrogénesis de la pegmatita.

Por tanto, proponemos que el proceso de cristalización de la pegmatita se lleva a cabo en una serie de estadios:

* estadio I, de cristalización de las zonas de borde, con cristalizaciones simultáneas;

* estadio II, de cristalización de la zona de pared, con cristalizaciones esencialmente simultáneas de asociaciones de afinidad granítica, rica todavía en boro;

* estadio III, de cristalización de la primera zona intermedia, en desequilibrio, con profusión de minerales esqueléticos, rica en fosfatos;

* estadio IV, de cristalización de la segunda zona intermedia, en que se repite el proceso de cristalización de la primera zona, con cristales gigantes de fosfatos y con la aparición de abundante columbita;

* estadio V, de cristalización de la tercera zona intermedia, con abundante feldespato potásico blanco, en condiciones menos oxidantes;

* estadio VI, de cristalización del núcleo de cuarzo;

* estadio VII, de formación de vetas albíticas y reemplazamientos albíticos en las zonas intermedias; reemplazamiento de los fosfatos primarios por fosfatos alcalinos y de la columbita por fases ricas en Ta;

* estadio VIII, de retrogradación a vetas de cuarzo-moscovita con asociaciones tipo greisen, con alteración más ácida de las unidades intermedias.

ZONA	MINERAL	Estadio-I	Estadio-II	Estadio-III	Estadio-IV	Estadio-V	Estadio-VI	Estadio-VII	Estadio-VIII
BORDE	Moscovita	■							
	Cuarzo	■							
	Turmalina	■							
PARED	Albita		■						
	Moscovita		■						
	Cuarzo		■						
	Microclina		■						
	Chorlo		■						
	Almandino		■						
	Apatito		■						
Trifilita		■							
PRIMERA ZONA INTERMEDIA	Microclina			■				■	
	Albita			■				■	
	Cuarzo			■				■	■
	Moscovita			■				■	■
	Apatito			■				■	■
	Trifilita			■				■	
	Ferrisicklerita			■				■	
	Heterosita			■				■	
	Alluaudita			■				■	
	Berilo verde			■				■	
	Columbita			■				■	
	Tantalita			■				■	
SEGUNDA ZONA INTERMEDIA	Microclina				■			■	
	Albita				■			■	
	Cuarzo				■			■	■
	Moscovita				■			■	■
	Berilo verde				■			■	■
	Zircón				■			■	
	Trifilita				■			■	
	Ferrisicklerita				■			■	
	Heterosita				■			■	
	Alluaudita				■			■	
	Montebrasita				■			■	■
	Apatito				■			■	■
	Columbita				■			■	■
	Tantalita				■			■	■
	Microlita							■	■
	Estibiomicrolita							■	■
	Uranomicrolita							■	■
	Litiomicrolita							■	■
	Plumbomicrolita							■	■
	Tapiolita							■	■
Ixiolita							■	■	
Uraninita							■	■	
Casiterita							■	■	
TERCERA Z. INTERMEDIA	Microclina					■		■	
	Albita					■		■	
	Cuarzo					■		■	
	Berilo blanco					■		■	
	Moscovita					■		■	■
	Montebrasita					■		■	■
	Elbaita					■		■	■
Columbita					■		■	■	
NUCLEO	Cuarzo						■		
VETAS ALBÍTICAS	Albita							■	
	Cuarzo							■	
	Elbaita							■	
	Moscovita							■	
	Montebrasita							■	
	Tantalita							■	
VETAS CUARZO-MOSCOVITA	Cuarzo								■
	Elbaita								■
	Moscovita								■
	Montebrasita								■
	Tantalita								■
	Microlita								■
	Apatito								■
	Gahnita								■

Figura 8.1.134: Secuencia de cristalización en las pegmatitas de tipo IV (berilo-columbita-fosfato).

8.2. PEGMATITAS DE TIPO IV: GEOQUÍMICA MINERAL

8.2.1. FELDESPATO POTÁSICO

Como se recordará, el feldespato potásico es el mineral dominante en estas pegmatitas, aunque con muy variable grado de albitización.

8.2.1.1. Elementos mayores

Como en otras pegmatitas del campo, los análisis de FRX sobre cristales de feldespato potásico indican la presencia de significativas proporciones molares de albita; sin embargo, los mismos cristales de feldespato potásico analizados mediante microsonda electrónica a escala puntual demuestran que a esta escala tanto el feldespato potásico como el material perfitico es muy puro y con un fuerte grado de desmezcla (figura 8.2.1 y tablas 8.2.8b1-8.2.8b4 de los anexos analíticos).

Por consiguiente, las elevadas proporciones de albita obtenidas en análisis a escala de cristal son debidas a la presencia de macropertitas en vetas o bien a la existencia de inclusiones de cristales de albita precoz; de hecho, ambos elementos han sido reconocidos mediante microscopía óptica en los cristales de microclina de estas pegmatitas. Por tanto, los análisis de FRX dan sólo una idea aproximada de la proporción de vetas perfiticas en este tipo de contexto.

Por otra parte, la proporción de Fe en el feldespato potásico de estas pegmatitas es muy variable, siendo muy elevada en la primera y segunda zonas intermedias (del orden de 0,01 a 2%), aspecto que concuerda con el color rojizo de estas unidades. No obstante, en la tercera zona intermedia, que ocupa una parte importante de la pegmatita, el contenido de Fe es nulo, aspecto que concuerda con la coloración blanca de los cristales.

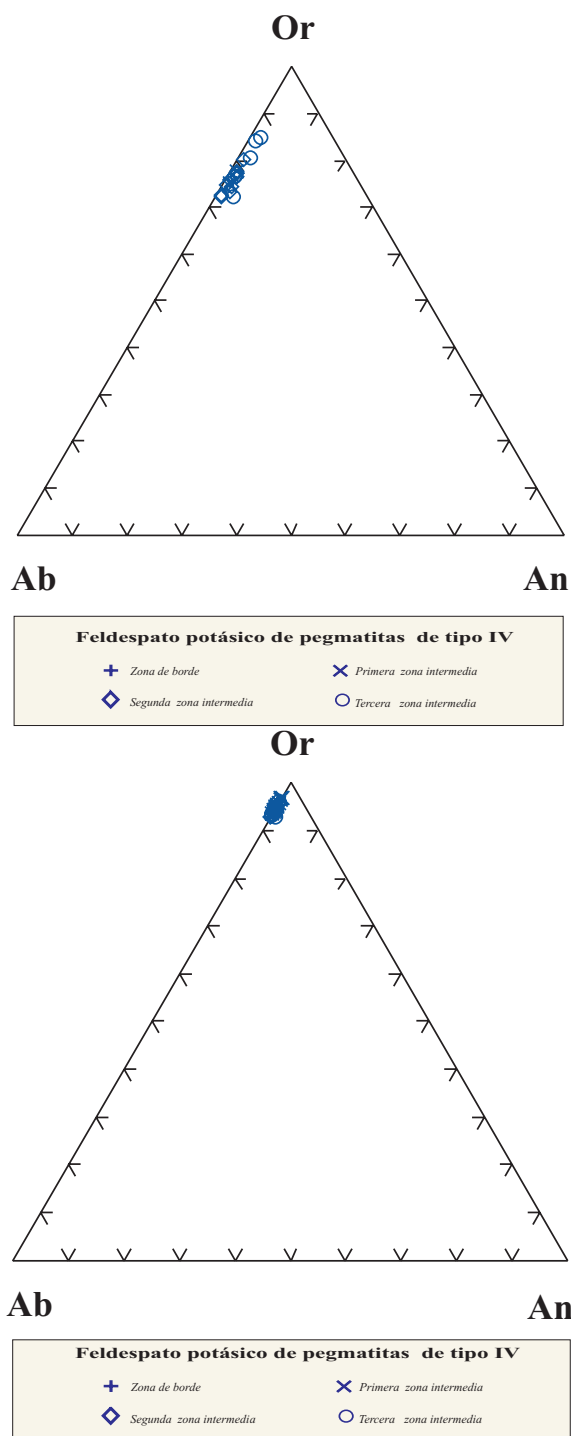


Figura 8.2.1. Representación de las composiciones molares de los feldspatos alcalinos de las pegmatitas de tipo IV; arriba: análisis a escala de cristal (FRX); abajo, análisis puntual con EMP.

7.2.1.2. Elementos traza

En el caso de las pegmatitas de tipo IV, su explotación mediante trincheras ha favorecido un muestreo muy sistemático de todas las unidades de las pegmatitas, por lo que se dispone de mayor cantidad de muestras y de más unidades.

Los análisis se han efectuado mediante fluorescencia de rayos X, ICP-MS y activación neutrónica (INAA); los resultados detallados están en las tablas 8.2.8a1-8.2.8a3 de los anexos analíticos.

Rubidio

El contenido de Rb de las pegmatitas de tipo IV es muy alto, de modo que la proporción K/Rb es baja. En general, la cantidad de Rb es alta en todas las zonas de la pegmatita, aumentando en un orden de magnitud desde la zona de borde (434 ppm) hasta la segunda y tercera zonas intermedias, donde se dan proporciones muy elevadas (hasta 4819 ppm, tabla 4a.3 y figura 8.2.2). Como se aprecia en esta figura, la cantidad de rubidio presenta un notorio salto desde las zonas de borde a las zonas intermedias. En las zonas intermedias, especialmente en la segunda y tercera, no obstante, el contenido de Rb parece mantenerse bastante estable dentro de un rango de valores realmente muy altos (entre 0,2 y 0,4%), y las variaciones que se dan dentro de este rango podrían responder simplemente al grado de albitización de la zona de muestreo.

Cesio

Este elemento presenta en estas pegmatitas un comportamiento muy similar al del Rb, con una correlación negativa frente a la relación K/Rb, lo cual es indicativo de un acusado fraccionamiento.

De este modo, en estas pegmatitas el contenido de Cs incrementa en un grado de magnitud desde la zona de borde (unas 10 ppm aproximadamente) hasta las zonas intermedias, en las que su valor se mantiene relativamente constante dentro de un margen (con varios cientos de ppm en todas las unidades intermedias, especialmente la segunda y la tercera), como puede apreciarse en la figura 8.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo.

Bario

El contenido de Ba disminuye en mucho más de un orden de magnitud desde la zona de borde hacia las zonas intermedias, desde 166 a 1 ppm respectivamente. En estas zonas la proporción de Ba se mantiene casi constante dentro de un rango de valores muy bajos, como puede apreciarse en la figura 8.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo. De todos modos, como puede verse en el mismo gráfico, los feldespatos de estas pegmatitas son muy pobres en bario.

Plomo

El caso del Pb es similar al del Ba, de modo que exhibe una correlación positiva con respecto a la relación K/Rb, decreciendo con el aumento del grado de cristalización de la pegmatita.

De esta manera, el contenido de Pb es un orden de magnitud más alto en la zona de borde y disminuye hacia las zonas intermedias, desde 72 ppm a 350 ppb respectivamente, como puede apreciarse en la figura 8.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo.

Estroncio

El Sr presenta también una correlación positiva frente a la relación K/Rb, aunque con un valor anómalo en la zona de borde. De todos modos, como es sabido este elemento de manera general tiende más a concentrarse en las plagioclasas.

El contenido de Sr es más elevado en la zona de borde y decrece ligeramente hacia las zonas intermedias, respectivamente desde 122 a 8 ppm, como puede apreciarse en la figura 8.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo.

Galio

El galio es, en cambio, un elemento que en general incrementa con la secuencia de cristalización en pegmatitas, y en este caso muestra efectivamente una correlación negativa con respecto a la relación K/Rb (figura 8.2.2).

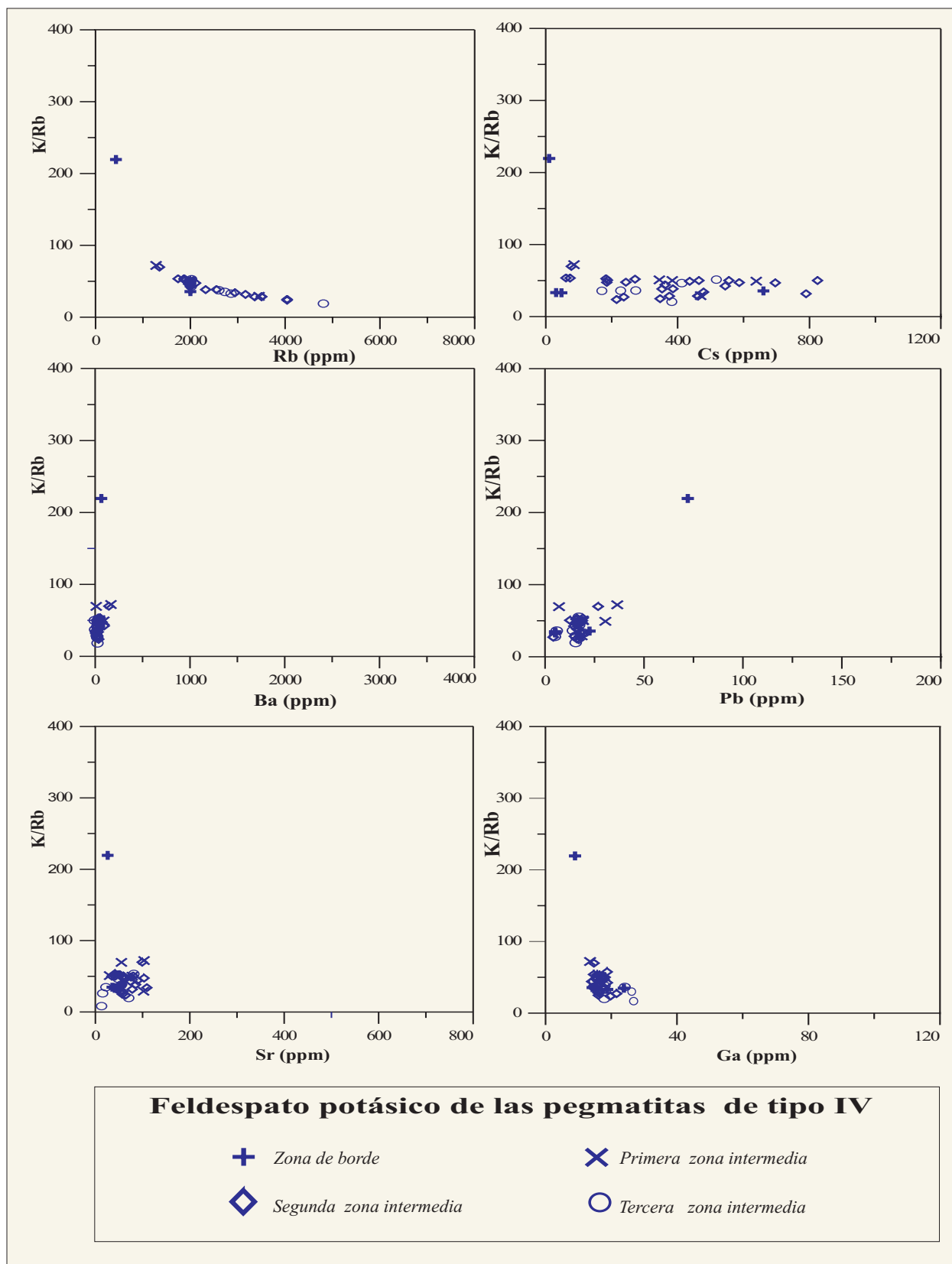


Figura 8.2.2. Representación gráfica de las composiciones químicas de algunos elementos traza significativos en cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo IV del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera zona intermedia, en la segunda zona intermedia y en la tercera zona intermedia). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

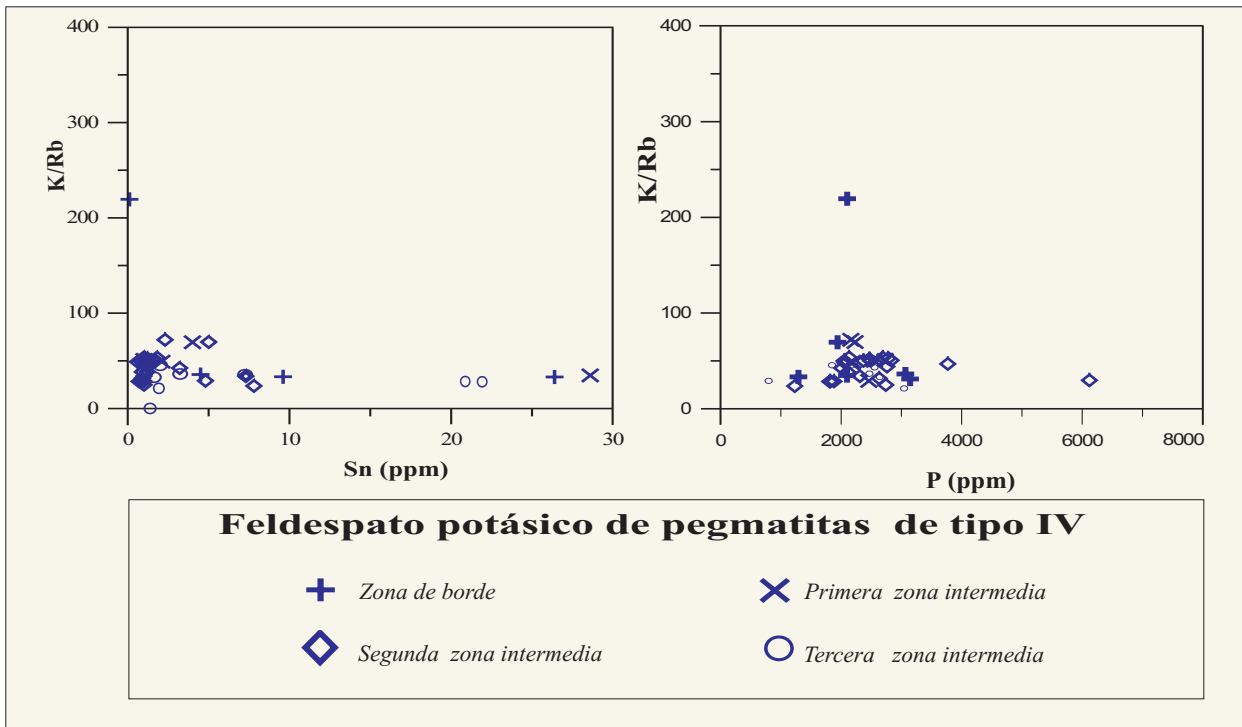


Figura 8.2.2 (cont.). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo IV del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera, en la segunda y en la tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

De este modo, el contenido de Ga incrementa, aunque sólo sea muy ligeramente dentro del mismo orden de magnitud, con el grado de cristalización en la secuencia de la pegmatita, desde la zona de borde (unas 8 ppm) hasta las zonas intermedias (hasta 58 ppm), como puede apreciarse en la figura 8.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo.

Estaño

El Sn exhibe nuevamente una correlación negativa frente a la relación K/Rb, aunque muy mal definida; además, se dan muchos valores que sugieren un comportamiento más bien errático, probablemente influido por las bajas proporciones de Sn en el feldespato potásico.

Así, el contenido de Sn aumenta ligeramente desde la zona de borde (con 100 ppb) hasta las zonas intermedias (con 28 ppm), como puede apreciarse en la figura 8.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo; no obstante, hay que tener en cuenta que en

las zonas de borde se dan también valores relativamente altos.

Fósforo

Por último, los valores de P son muy dispersos, manteniéndose casi siempre en el rango entre 2000-3000 ppm en casi todas las unidades, si bien los valores más altos (en el orden de 6000 ppm) se dan en la segunda zona intermedia, que es donde aparecen también los grandes cristales de fosfatos primarios. En cambio, en la tercera zona intermedia (donde prácticamente no cristalizan fosfatos primarios) el contenido de P en el feldespato es mucho más bajo. El contenido en P también es bajo en la zona de borde.

Por consiguiente, la substitución berlinítica está más desarrollada en las zonas más ricas en fosfatos, lo que sugiere que en la segunda zona intermedia se llega a una saturación de fósforo.

8.2.2. MOSCOVITA

La moscovita es el único mineral del grupo de la mica presente en las pegmatitas de tipo IV, y está repartida por las diversas unidades, aunque debido a la presencia de reemplazamientos moscovíticos los valores de cristales de moscovita de una zona, especialmente en el caso de análisis a nivel de cristal, deben ser tomados con cautela pues pueden en realidad ser representativos de procesos más tardíos.

La mayor parte de análisis, en este caso, han sido realizados a partir de una combinación de técnicas (FRX, ICP-MS, INAA), contándose con datos analíticos del contenido en litio.

8.2.2.1. Elementos mayores

Los análisis químicos de los cristales de moscovita en las pegmatitas de tipo IV, representados en el diagrama Li-R2-R3 de Foster (1960), figura 8.2.3, muestran sólo ligeras variaciones entre las unidades internas muestreadas, ubicándose todos los análisis en las inmediaciones del polo moscovita, indicando muy bajas proporciones de litio o de componentes trioctaédricos (Mg, Fe²⁺). No obstante, cabe señalar un ligero enriquecimiento en litio en las zonas intermedias, cuando se compara en detalle sus valores con los pertenecientes a la zona de borde (figura 8.2.3).

La proporción de componente margarítico (Ca) es casi nula, y la de componente paragonítico alcanza como mucho un 10% (figura 8.2.4); en cambio, el componente celadonítico puede ser más alto, especialmente en las unidades más internas, donde puede alcanzar un 20%; de todos modos, la diversidad de valores sugiere que, en realidad, estos valores más elevados pueden representar micas pertenecientes a las vetas de cuarzo-moscovita, puesto que en estas pegmatitas no forman unidades cartografiables, sino vetas finas y crecimientos intersticiales fácilmente confusibles en el campo con moscovita primaria.

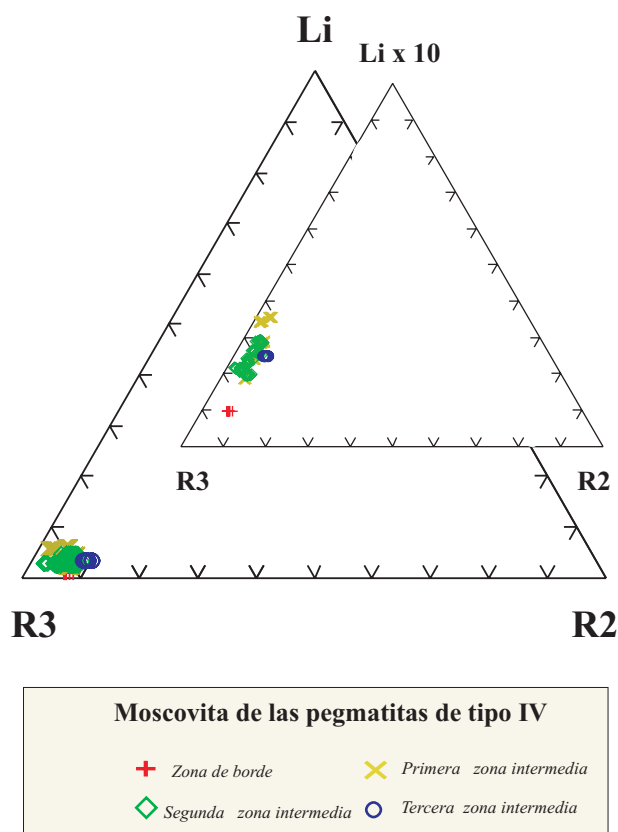


Figura 8.2.3. Representación de composiciones de moscovita de las pegmatitas de tipo IV del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada. Análisis por FRX e ICP-MS, INAA.

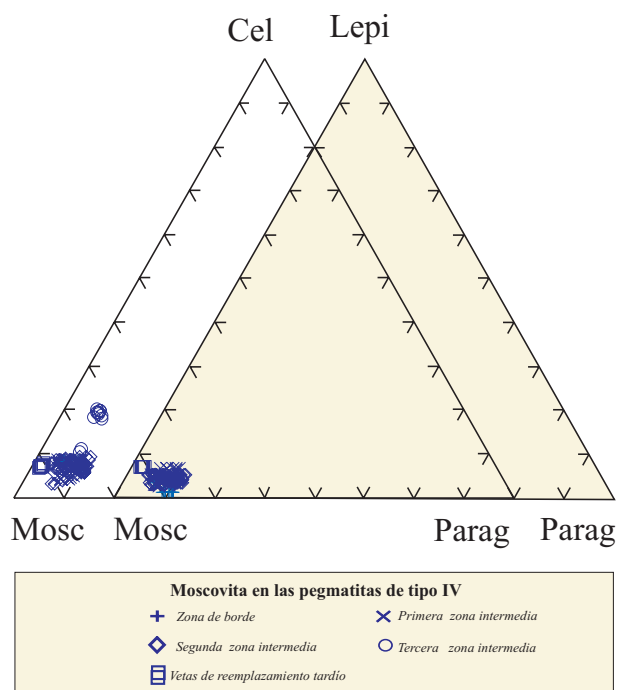


Figura 8.2.4. Representación de composiciones de moscovita de las pegmatitas de tipo IV del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada. Análisis por FRX e ICP-MS, INAA.

7.2.2.2. Elementos traza

De forma similar a las anteriores pegmatitas, se ha analizado el contenido de elementos traza en función de la posición de la muestra en la estructura interna de la pegmatita. Los resultados están basados en el amplio muestreo de la pegmatita de la mina A, aunque se dispone de datos complementarios en las pegmatitas B, C y D, que no han sido representados para simplificar, pero cuyos datos se encuentran en los anexos.

Los análisis se han efectuado mediante fluorescencia de rayos X, ICP-MS y activación neutrónica (INAA); los resultados detallados están en las tablas de los anexos analíticos.

Rubidio

El contenido de Rb sigue una correlación negativa con la relación K/Rb. Esta relación decrece, con el incremento del Rb, desde la zona de borde hasta las zonas intermedias.

Aunque en todas las unidades, incluyendo la zona de borde, los valores de Rb son muy altos (aproximadamente entre 2000 y 5000 ppm), se da un ligero incremento en el grado de evolución del magma desde la zona de borde hacia las zonas intermedias, donde el valor es variable dentro de un rango que es aproximadamente el mismo para todas las zonas.

Por consiguiente, estas variaciones parecen responder más bien a fenómenos de reemplazamiento ligados a las moscovitizaciones tardías más que no a cristalizaciones primarias.

Litio

El Li presenta una correlación negativa frente a la relación K/Rb análoga a la del rubidio. Por consiguiente, a mayor proporción de Rb, mayor proporción de Li; este enriquecimiento es muy fuerte, de dos órdenes

de magnitud, y se da desde la primera zona intermedia (unas 47 ppm) hasta las zonas intermedias (alcanzando hasta unas 4000 ppm, algo más altos en la segunda zona intermedia).

En cambio, existe poca diferencia entre el contenido de Li en las zonas intermedias, y en todas ellas el Li parece oscilar dentro de un rango de unos pocos miles de ppm, lo que parece indicar que buena parte de esta moscovita es de cristalización subsólida y, como se ha indicado anteriormente, por efecto de fluidos hidrotermales ligados a los procesos de formación de las vetas de cuarzo-moscovita.

Estas moscovitas pueden pues clasificarse como moscovitas litínicas, aunque como se ha indicado anteriormente el componente lepidolita es en realidad bastante bajo.

Cesio

El comportamiento del Cs con respecto a la relación K/Rb es también negativo, marcada por el decrecimiento de la relación K/Rb con el incremento del Cs, en particular desde la zona de borde hasta las zonas intermedias.

Estaño

El Sn presenta también una correlación negativa frente a la relación K/Rb, de manera que la proporción de Sn aumenta también en dos órdenes de magnitud desde la zona de borde (8 ppm) a las zonas intermedias (con más de 400 ppm, hasta 822 ppm, con algunos valores más altos en la segunda zona intermedia), como puede apreciarse en la figura 8.2.5 y en las tablas de los anexos.

Fósforo

El P sigue un patrón de correlación negativa con respecto a la relación K/Rb, con un incremento desde la zona de borde a las zonas intermedias.

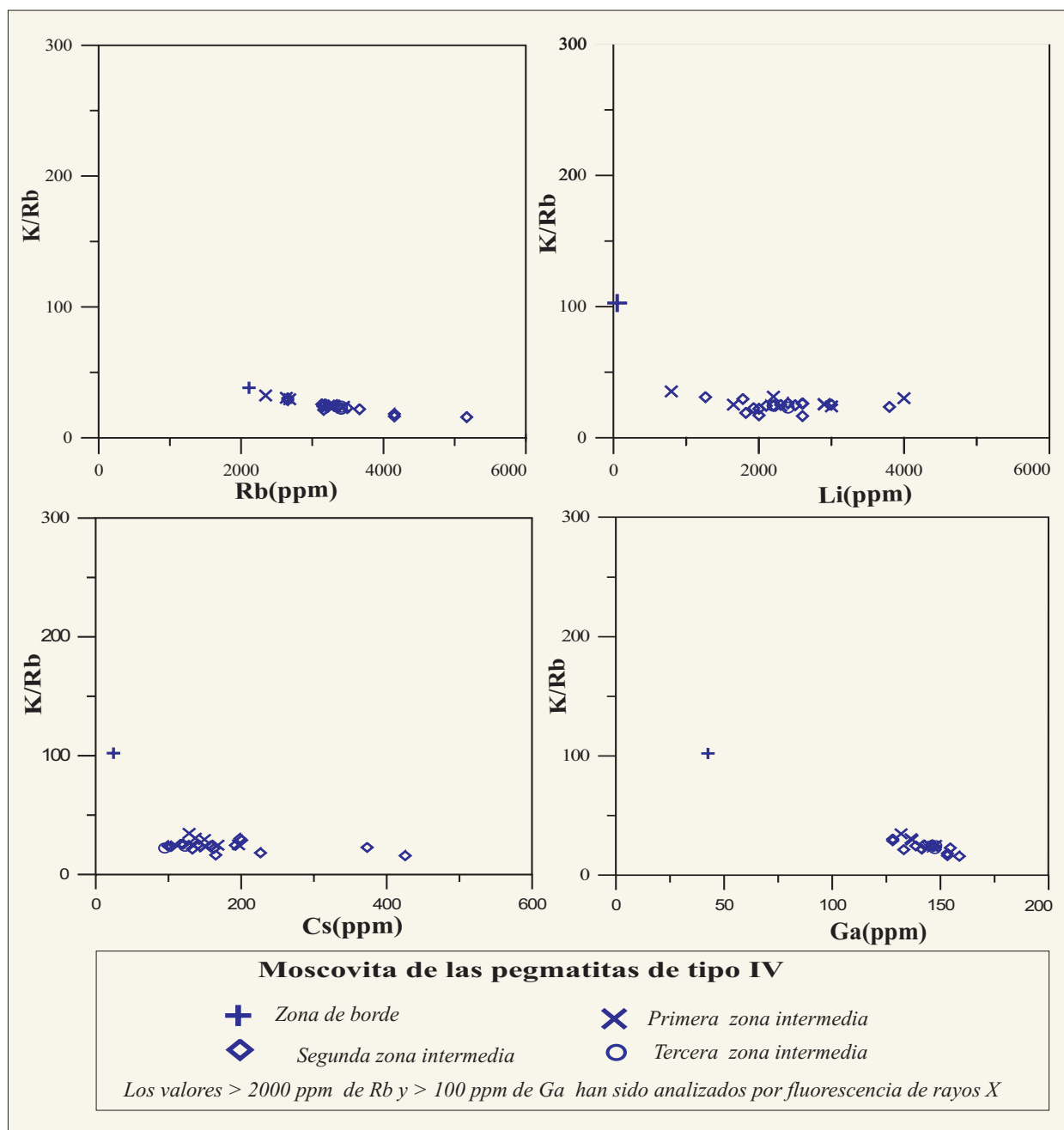


Figura 8.2.5. Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera, segunda y tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

En general, el contenido de P en la moscovita es bajo, mucho más bajo en la zona de borde (sólo 0,02 %) y aumenta ligeramente en las zonas intermedias hasta el 0,1 %), valores bajos si se tiene en cuenta que estas pegmatitas son las más ricas en P de campo, especialmente en la segunda zona intermedia, donde también son ligeramente más altos los valores de P.

Plomo

Como cabe esperar, existe una correlación positiva de Pb frente a la relación K/Rb, pero sólo queda patente por el fuerte salto negativo desde la zona de borde (15 ppm) hasta las zonas intermedias (alrededor de 1 ppm en todos los casos, aunque con los valores más bajos en la segunda zona intermedia).

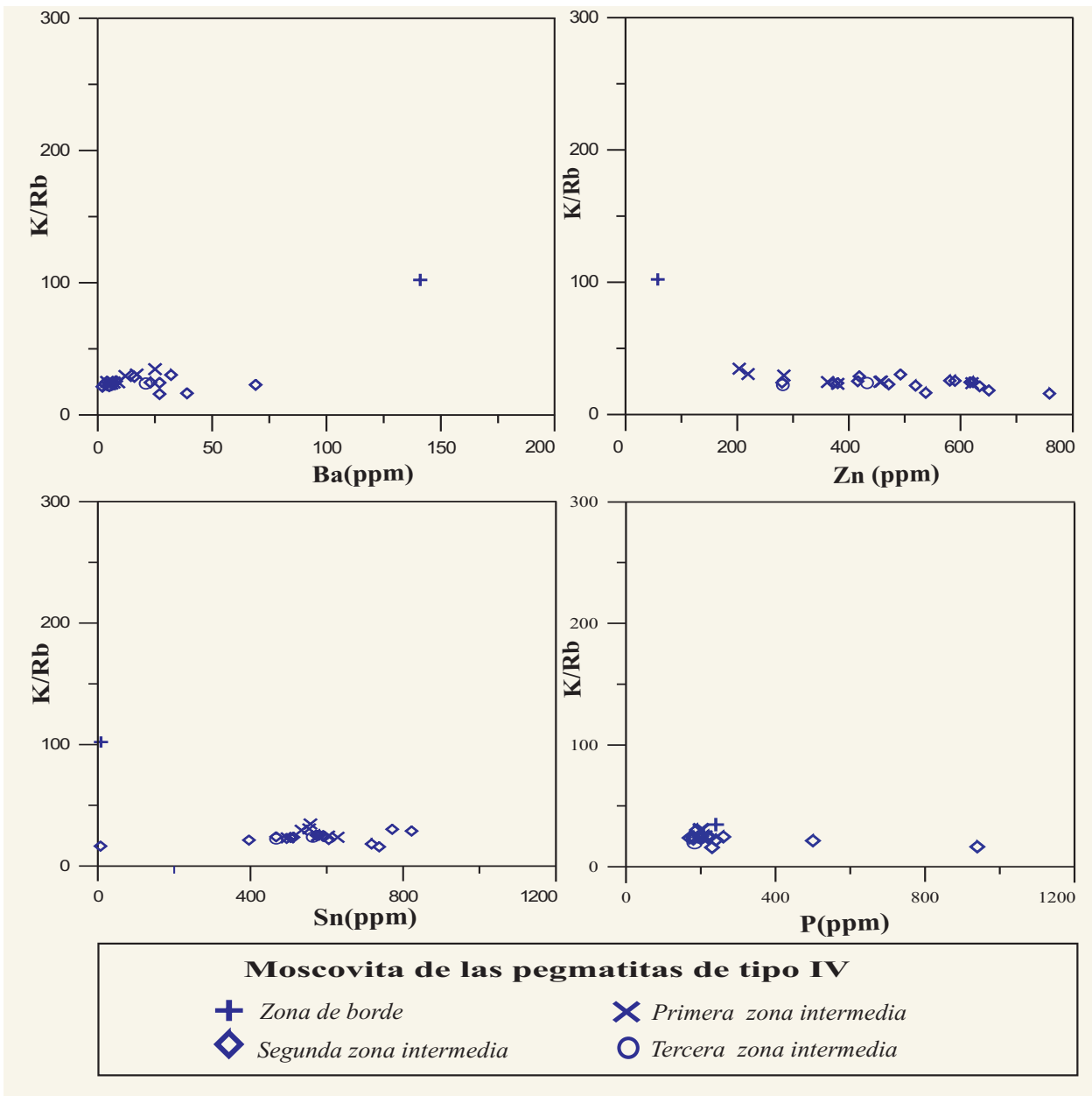


Figura 8.2.5 (cont). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera, segunda y tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

Estaño

El Sn presenta también una correlación negativa frente a la relación K/Rb, de manera que la proporción de Sn aumenta también en dos órdenes de magnitud desde la zona de borde (8 ppm) a las zonas intermedias (con más de 400 ppm, hasta 822 ppm, con algunos valores más altos en la segunda zona

intermedia), como puede apreciarse en la figura 8.2.5 y en las tablas de los anexos.

Fósforo

El P sigue un patrón de correlación negativa con respecto a la relación K/Rb, con un incremento desde la zona de borde a las zonas intermedias.

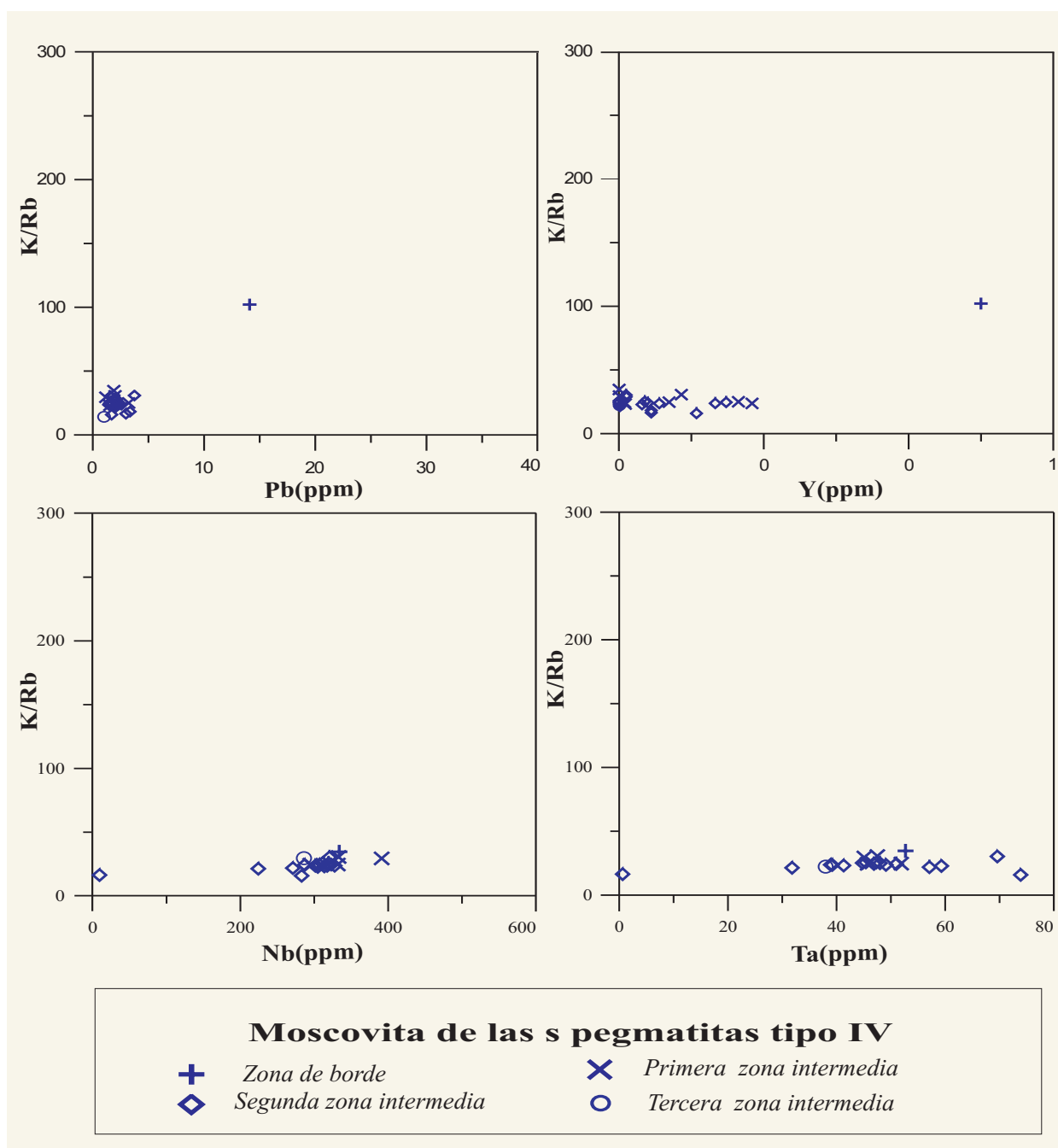


Figura 8.2.5 (cont). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera, segunda y tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

En general, el contenido de P en la moscovita es bajo, mucho más bajo en la zona de borde (sólo 0,02 %) y aumenta ligeramente en las zonas intermedias hasta el 0,1 %), valores bajos si se tiene en cuenta que estas pegmatitas son las más ricas en P de campo, especialmente en la segunda zona intermedia, donde también son ligeramente más altos los valores de P.

Plomo

Como cabe esperar, existe una correlación positiva de Pb frente a la relación K/Rb, pero sólo queda patente por el fuerte salto negativo desde la zona de borde (15 ppm) hasta las zonas intermedias (alrededor de 1 ppm en todos los casos, aunque con los valores más bajos en la segunda zona intermedia).

Itrio

El contenido de Y muestra a grandes rasgos una correlación positiva con respecto a la relación K/Rb, aunque sólo patente por el salto negativo entre la proporción de Y en la zona de borde (500 ppb) hasta valores de pocas ppb en las zonas de borde, aunque decrece en las zonas intermedias.

Niobio

El comportamiento del Nb en las pegmatitas de tipo IV es absolutamente errático, con valores muy altos o muy bajos en todas y cada una de las zonas analizadas. El contenido del Nb varía desde 19 ppm (valor observado en moscovita de la primera zona intermedia) a 391 ppm. Cabe recordar que en las unidades intermedias se da una amplia cristalización de minerales de Nb-Ta en diversas etapas, lo que puede sugerir fenómenos de contaminación por minerales de Nb-Ta de grano fino interfiriendo en algunos de estos valores, o bien recristalizaciones o sobrecrecimientos por micas tardías, formadas en los estadios de formación de las vetas de cuarzo-moscovita.

Tántalo

El comportamiento del Ta es tan errático como el del Nb para todos los valores del cuerpo. Aunque no parece existir ningún fraccionamiento, debemos recordar los fenómenos de reemplazamiento por minerales ricos en Ta que se dan en los estadios tardíos de cristalización de la pegmatita, por lo que, como en el caso del Nb y de los otros elementos traza de la pegmatita, posiblemente los datos originales pueden haber sido sobreimpresos por los reemplazamientos tardíos.

En cualquier caso, el contenido de Ta varía de 600 ppb a 76 ppm, valores que, por lo bajos, pueden ser fuente de errores adicionales. El contenido mas bajo del Ta corresponde a la moscovita de la segunda zona intermedia, donde se dan, en cambio, las mayores concentraciones de minerales de Nb-Ta.

8.2.3. GRANATE

En las pegmatitas de tipo IV, como se recordará, sólo se ha podido localizar granate en la zona de borde; los análisis químicos correspondientes de este mineral han sido obtenidos en su totalidad mediante microsonda electrónica, aspecto que permite descartar en estos análisis posibles contaminaciones por microinclusiones de otros minerales.

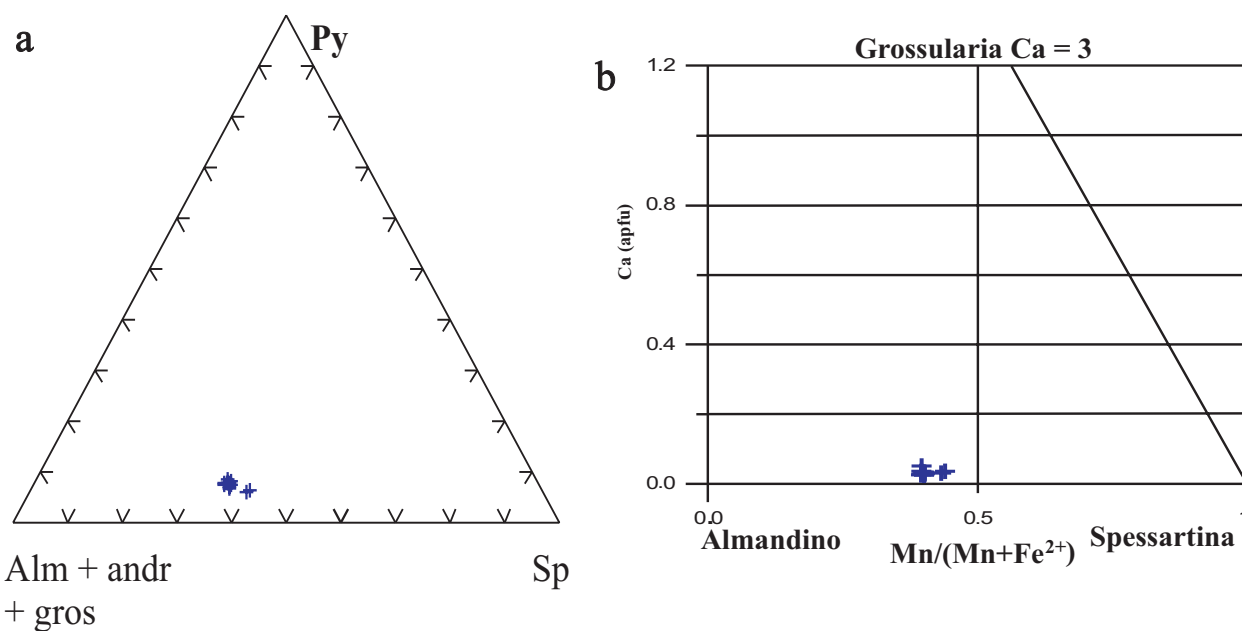
Los análisis completos (% en peso y fórmula estructural) de estos cristales de granate se encuentran en las tablas analíticas de los anexos, y su representación gráfica, en las dos partes de la figura 8.2.6.

El análisis químico puntual demuestra que los cristales de granate de la zona de borde de estas pegmatitas parecen ser completamente homogéneos y no presentan ningún tipo de zonación de forma clara, cuando se representan en el diagrama de Cerný et al. (1980) (figura 8.2.6a).

Por su composición, de acuerdo con la regla del 50% de la IMA, pueden adscribirse a almandino, pues pese a tener una fuerte proporción de manganeso no alcanzan a sobrepasar más del 50% molar en este componente.

En el mismo diagrama de Cerný et al. (1980) puede apreciarse que el contenido de componente molar de piropro (derivado de su contenido de magnesio) es cercano al 10%, excepcionalmente alto para una pegmatita evolucionada rica en berilo-columbita-fosfato; ello puede explicarse por encontrarse estos granates en la zona de borde, zona con la composición química muy influenciada por la composición de la roca encajante (en este caso, rocas anfíbolíticas de tipo metabásico, muy ricas en Mg).

Por otra parte, en la figura 8.2.6b se muestra la variación del contenido de Ca en estos granates de acuerdo con el diagrama de Breaks et al. (2003). Este diagrama ha sido utilizado para comprobar el grado de interacción de un magma pegmatítico dado con encajantes metabásicos o mármoles; en nuestro caso, la proporción de componente ugrandita (y, en particular, de uvarovita) es prácticamente despreciable.



Granates de las pegmatitas de tipo IV

+ Zona de borde

Figura 8.2.6. Representación gráfica de los minerales del grupo del granate de las pegmatitas de tipo IV en los diagramas siguientes: a) piropo-spessartina- (almandino+grossularia+andradita), de Èerný et al. (1980), en el que se refleja el alto contenido en Mn. b) Diagrama de Breaks et al. (2003), en el que se refleja el bajo contenido en Ca.

8.2.4. CIRCON

Los cristales de circón están muy desigualmente repartidos en las pegmatitas de tipo IV; como se recordará son de grano fino y están a menudo moderadamente zonados; por otra parte, muy a menudo están metamictizados, por lo que hay zonas de alteración que han sufrido fenómenos de meteorización.

Las zonas meteorizadas se caracterizan por presentar menor brillo en imagen de electrones retrodispersados de microscopio electrónico, probablemente por pérdida de U/Th y por hidratación. En consecuencia, casi siempre los análisis realizados sobre estas zonas dan resultados incorrectos. Por ello, en los cristales de circón se seleccionaron para análisis con microsonda electrónica aquellas áreas que fueran más brillantes en imagen de electrones retrodispersados, esto es, las que ofrecían mayor densidad de número atómico.

La composición de los granos de circón varía claramente en función de la zona de la pegmatita muestreada. En las pegmatitas de tipo IV es donde el muestreo es más completo, de modo que puede apreciarse mucho mejor el decrecimiento progresivo de la relación Zr/Hf a medida que aumenta la tasa de cristalización de la pegmatita, esto es, desde la zona de borde hacia la tercera zona intermedia. De este modo, se pasa de valores cercanos al 1% de HfO₂ en la zona de borde a otros cercanos al 4% en la primera zona intermedia y, finalmente, a valores cercanos al 10% en la segunda zona intermedia, valores que no obstante como máximo alcanzan un 12% en esta zona (figura 8.2.7).

Por otra parte, a nivel de cristal el contenido en Hf tiende a incrementar ligeramente desde el centro hasta la zona de la periferia.

En cuanto a los elementos radioactivos, estos cristales deben su radioactividad al U

y no al Th, pues el contenido de este último elemento es nulo o bien se encuentra por debajo del límite de detección de la microsonda electrónica.

El contenido de U es máximo en la segunda zona intermedia; además, en esta zona es donde se encuentran las mayores proporciones de circón. Por todo ello, es en esta zona en donde se registran con el escintilómetro los mayores valores de radioactividad en la pegmatita. Además, el contenido de U es también variable de acuerdo con la zonación del cristal; los valores más altos se localizan en la parte central de los cristales que, por otra parte, es también siempre la más metamictizada.

Por otra parte, el contenido de Y es relativamente bajo, si bien en la segunda zona intermedia se dan valores ligeramente más altos, cercanos al 1%. Los contenidos de tierras raras son inferiores al límite de detección de la microsonda.

8.2.5. BERILO

Los cristales de berilo de las pegmatitas de tipo IV se diferencian por llegar a presentar color blanco en la tercera zona intermedia. En este caso, se dispone de cristales de tres pegmatitas diferentes, la de la mina A, y las de las pegmatitas B y C (figura 8.2.8). Las muestras, en conjunto, son suficientemente representativas de las tres zonas intermedias de estas pegmatitas. Los análisis son puntuales, obtenidos mediante microsonda electrónica. Discutiremos a continuación caso por caso la composición química de los cristales de berilo.

Primera zona intermedia

En la mina A se da una gran variedad de aspectos en el berilo de las zonas intermedias (con colores verdes en la primera zona intermedia y blancos en la segunda), y se ha analizado en detalle varios cristales.

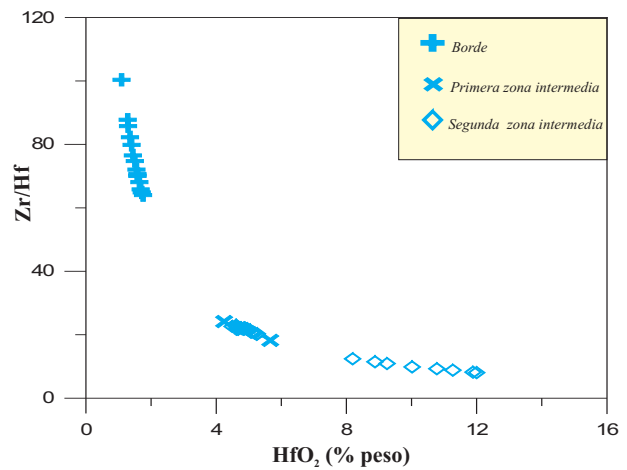


Figura 8.2.7. Representación gráfica de la composición de los cristales de zircón (relación HfO_2 versus Zr/Hf) de las pegmatitas de tipo IV o de berilo-columbita-fosfato (mina A) en función de la zona muestreada de la estructura interna de la pegmatita.

En la primera zona intermedia, los cristales de berilo presentan baja concentración de LILE. De este modo, el Cs_2O varía en el rango de 0,1-0,3 % peso. El contenido de Rb_2O es asimismo bajo y se mantiene bastante constante en el rango 0,15-0,22% en peso. Por otra parte, el contenido en Na_2O se mueve en el rango 0,6-1% en peso; este rango es relativamente estrecho y no cabe considerar la existencia de zonaciones significativas en estos cristales.

Por otra parte, la proporción de K_2O en la primera zona intermedia de estas pegmatitas es muy baja, rondando el límite de detección, y la de CaO es siempre nula.

En lo que respecta al contenido de Fe_2O_3 , se mantiene en el rango 0,1-0,2 %, no siendo por tanto especialmente significativo; esta baja proporción puede explicar el color verde pálido de los cristales de esta zona.

El contenido en MnO_2 es todavía menor que el de Fe_2O_3 , y casi siempre por debajo del límite de detección, lo que no indica un grado demasiado alto de evolución de estas pegmatitas.

Estas composiciones químicas son, a grandes rasgos, bastante similares a las que se

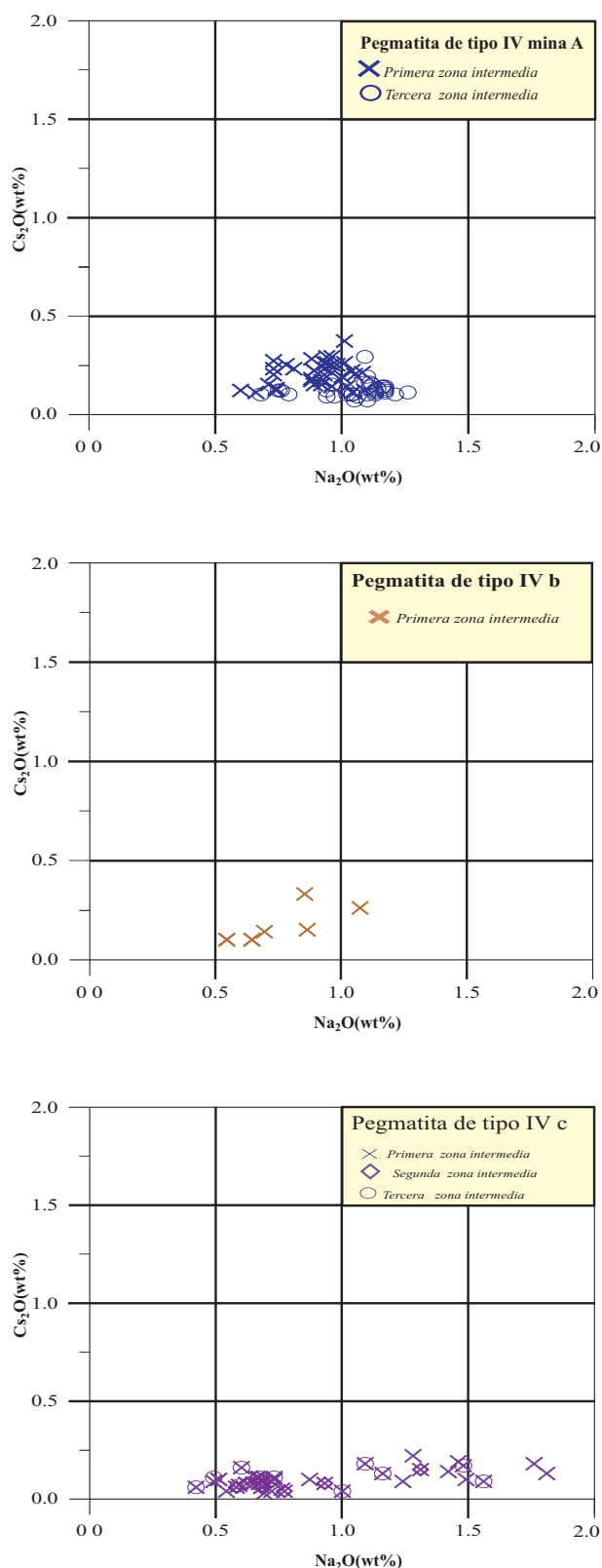


Figura 8.2.8. Variación del Na contra el Cs (% en peso de óxidos) en los cristales de berilo de las pegmatitas de tipo IV del campo de Giraúl, en el diagrama de clasificación de Èerný & Simpson (1977), Burt (1982), Èerný et al. (1998) y Tindle et al. (2000a), en función de la pegmatita y de la zona analizada. Arriba, en la pegmatita A; centro, en la pegmatita B; abajo, en la pegmatita C.

registran en la primera zona intermedia de otras pegmatitas de berilo-columbita-fosfato del campo de Giraúl, como la pegmatita B; en cambio, en la pegmatita C los cristales de berilo de la misma zona, pese a presentar similares contenidos de Cs_2O , presentan proporciones mucho más elevadas de Na_2O , que pueden alcanzar casi el 2% en peso. Estas proporciones de álcalis y elementos LILE se encuentran entre las más elevadas de entre las registradas en el campo pegmatítico de Giraúl.

Segunda zona intermedia

En la segunda zona intermedia (se han analizado muestras sólo de la pegmatita C) los contenidos de Cs_2O y de álcalis son, en general, bastante parecidos a los que se registran en la primera zona intermedia; los contenidos del resto de elementos son también, a grandes rasgos, muy similares.

Tercera zona intermedia

Para esta zona, se dispone de análisis químicos de berilo procedente de las pegmatitas A y C.

Mientras que en la pegmatita A los cristales de berilo de la tercera zona intermedia muestran sólo un ligero enriquecimiento en álcalis en relación a la primera zona intermedia, en la pegmatita C se registran valores altos de álcalis comparables a los ya descritos en las primeras zonas intermedias. No obstante, el rango de variación de estos elementos es muy poco amplio, por lo que descartamos zonaciones significativas en estos cristales.

Los contenidos en Fe y Mn son en todos los casos casi nulos, lo que explicaría la coloración blanca del berilo. Ambos elementos varían muy poco a nivel de cristal.

Teniendo en cuenta la clasificación de Èerný (1975), pueden clasificarse como berilos pobres en álcalis. La composición química de estos cristales de berilo debería reflejar un ambiente pobre en fluidos ricos en Cs_2O , de acuerdo con los criterios de Èerný y Simpson (1977), Burt (1982), Èerný et al. (1998) y Tindle et al. (2002a). Todo ello contrasta con la geoquímica del Cs en micas y feldespatos.

8.2.6. GRUPO DE LAS TURMALINAS

En las pegmatitas de tipo IV, en relación con las tres tipologías descritas, una primera novedad en relación con el grupo de la turmalina es la aparición de turmalinas coloreadas, esencialmente en las unidades más tardías y en las zonas de reemplazamiento. Ello es un criterio más de un mayor grado de evolución de estas pegmatitas, pero también plantea nuevos retos pues cobra mayor importancia la proporción de litio en los cristales.

Por otra parte, estas pegmatitas se encuentran encajadas en rocas metabasíticas, por lo que hay que valorar los fenómenos de contaminación en Mg del encajante, aspecto que se pretende comprobar nuevamente con la ayuda de la composición de la turmalina.

Como se recordará, la turmalina negra se encuentra desde la zona de borde a la tercera zona intermedia, asociada con feldespatos de textura gráfica, granate, cuarzo, moscovita y fosfatos. Pero además, es común la presencia de turmalina coloreada, especialmente en vetas tardías. Esto se da, especialmente, en la pegmatita A, probablemente por el mejor grado de exposición.

En la pegmatita A se dispone del mayor número de muestras en virtud de la mejor capacidad de muestreo gracias a las labores mineras, por lo que tenemos muestras representativas desde las zonas de borde a las zonas intermedias, así como de las vetas tardías.

Por otra parte, como en las otras pegmatitas, en lámina delgada se aprecia que los minerales del grupo de la turmalina están zonados; en este caso, a menudo la turmalina negra tiene un núcleo azul y un borde de color más verdoso; en el caso de las turmalina coloreadas (de color verde hierba en muestra de mano), generalmente el núcleo es incoloro o de un color muy pálido, para incrementar la intensidad del color hacia los bordes del cristal.

Como en otros casos, debido a la presencia de este acusado zonado, se ha

analizado la composición química de los minerales de la turmalina mediante análisis puntual con microsonda electrónica. La proporción de Li y de B se han estimado por estequiometría y balance de cargas. Los análisis químicos se encuentran detallados en los anexos analíticos, y aquí vamos a discutir los resultados mediante gráficos. Se toma como base el estudio de la pegmatita A, cuyo muestreo abarca mejor las diferentes zonas, y se compara con las pegmatitas del mismo tipo de otras minas o afloramientos del campo (B, C, D).

El objetivo de este apartado, además de clasificar los minerales de la turmalina, es el de determinar su grado de evolución, así como la influencia de los procesos de contaminación por el encajante en los diversos estadios de cristalización. Como se verá, este fenómeno es mucho más complejo en estas pegmatitas.

En primer lugar, en lo que respecta a la clasificación de estas turmalinas en los correspondientes subgrupos, si se analiza la figura 8.2.9a se verá que casi todas las composiciones analizadas se representan en el subgrupo de las turmalinas con álcalis, excepto un pequeño grupo de la primera zona intermedia, si bien todas las turmalina analizadas tienen un cierto grado de vacantes en las posiciones de los álcalis. Esta misma tendencia se aprecia en el resto de pegmatitas de tipo IV (véase figuras 8.2.10a, 8.2.11a, 8.2.12a). Por otra parte, como una novedad de las pegmatitas de tipo IV respecto a otras del campo, se aprecia para algunas zonas un incremento de la proporción de calcio en X, aspecto común en otras pegmatitas del mismo tipo (véase figuras 8.2.11a, 8.2.12a).

En segundo, lugar, en las turmalinas negras de las figura 8.2.9b se aprecia unos trends de enriquecimiento complejo, desde el campo del chorlo en la zona de borde a la foitita en la primera zona intermedia, para pasar a la dravita en la segunda zona intermedia y finalmente al chorlo en la tercera zona intermedia, con oscilaciones tanto en el contenido de álcalis como de Mg. Todo ello sugiere un elevado grado de

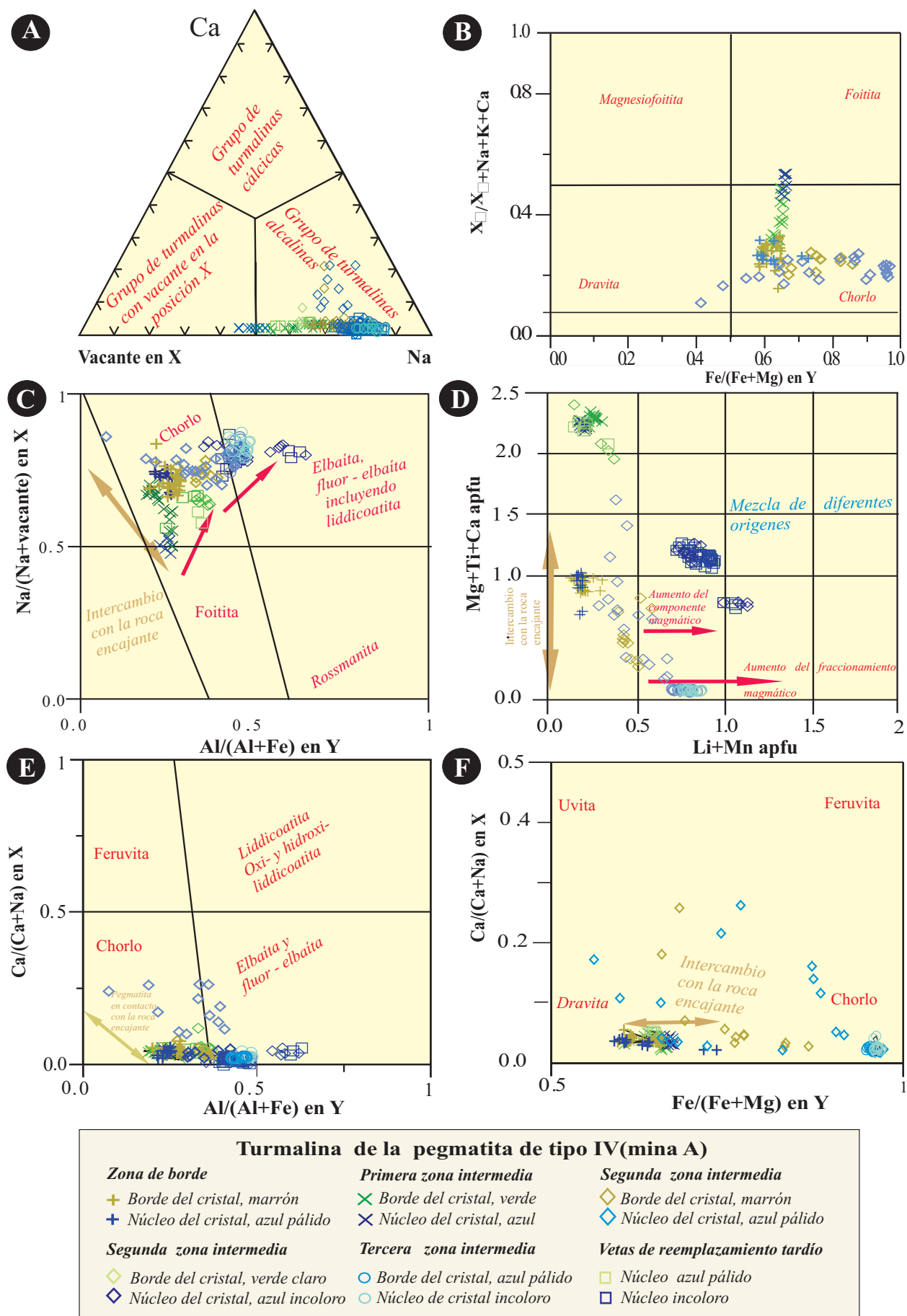


Figura 8.2.9. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo IV (A) en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004). Flecha marrón, trend teórico de reacción con la roca de caja; flecha roja: trend teórico de fraccionamiento magmático.

interferencia con el encajante de forma recurrente. Esta misma tendencia se mantiene en el resto de pegmatitas de tipo IV del área (véase figuras 8.2.10a, 8.2.11a, 8.2.12a).

En cuanto a la variación en Al en Y versus la proporción de álcalis, indicadora de trends de reacción con el encajante o de fraccionamiento magmático, en la figura 8.2.9c se puede apreciar un importante grado de fraccionamiento, que implica un enriquecimiento en Al y álcalis hacia las unidades más tardías de la pegmatita. Se apreciará este mismo de tendencia en otras pegmatitas de este tipo, como en la B (figura 8.2.10c).

De todos modos, esta tendencia general queda muy enmascarada por dos tipos de modificaciones: a) las oscilaciones que se dan a nivel de cristal, de manera que los bordes verdes tienden a ser más retrógrados en relación a la tendencia general, y b) las oscilaciones que se dan en las primeras zonas intermedias, con las zonas más externas que evolucionan hacia el campo de la foyita, en lo que puede constituir un trend de reacción en grado variable con la roca de caja, como apuntan Tindle et al. (2005). A grandes rasgos, este segundo trend se aprecia también en el resto de pegmatitas de tipo IV (figuras 8.2.10c, 8.2.11c, 8.2.12c).

El grado de interacción con el encajante y de fraccionamiento magmático pueden ser también evaluados, según Tindle et al. (2005), en función de la variación de elementos típicos de medios más evolucionados (Li+Mn) en relación con la proporción de elementos de aporte del encajante (Mg+Ti+Ca). De este modo, en las zonas más precoces es donde se dan las proporciones más elevadas de (Mg+Ti+Ca) mientras que las de Li+Mn son más bajas; en las zonas más tardías ocurre exactamente lo contrario (figura 8.2.9d).

No obstante, esta tendencia general queda nuevamente alterada por oscilaciones locales importantes dentro de las zonas intermedias (de manera que en la primera zona intermedia parece que se aprecia un enriquecimiento en elementos del encajante), o bien a nivel de cada cristal. A escala de cristal el fenómeno típico es el enriquecimiento en elementos poco evolucionados hacia los bordes del cristal. De este modo, las zonaciones típicas de las zonas de borde e

intermedias son de chorlo o foyita (azules) en el núcleo hacia dravita (verde olivácea) en los bordes de los cristales; en cambio, en las zonas más evolucionadas los núcleos son más ricos en Li y los bordes más pobres. Estas mismas tendencias se aprecian en el resto de pegmatitas del campo, especialmente en las que también presentan turmalinas ricas en Li (figuras 8.2.10d, 8.2.11d, 8.2.12d).

La proporción de Ca en la posición X, comparada con el grado de ocupación por Al en la posición Y, también ha sido usada por Tindle et al. (2005) como un indicador del grado de interacción con el encajante, de manera que éste se considera que aumenta tanto más cuanto mayor es el Ca y menor el Al (figura 8.2.9e). De todos modos, el Ca del encajante no parece haber tenido una influencia acusada en la composición en las primeras zonas intermedias de la pegmatita, pese a ser un elemento muy común en las dioritas y anfibolitas encajantes. No obstante, algunas de las turmalinas de la segunda zona intermedia, sorprendentemente, acomodan una elevada proporción de Ca, lo que sugiere que estas turmalinas, pese a estar en esta zona, pueden formar parte de unidades de reemplazamiento más tardías.

En cuanto a la proporción de Al en Y, tiende a aumentar hacia las zonas más tardías de la pegmatita.

Estas dobles tendencias, en mayor o menor medida, se dan tanto en las pegmatita A como en las otras de tipo IV del campo (figuras 8.2.10e, 8.2.11e, 8.2.12e).

Finalmente, la relación Fe/Mg en Y es otro indicador de la reacción con el encajante. De este modo, esta relación aumenta hacia las zonas más evolucionadas, especialmente hacia las vetas tardías, mientras que es más baja en las primeras unidades y, en la pegmatita A, en la segunda zona intermedia (figura 8.2.10f). todas estas oscilaciones en esta relación sugieren un proceso de reacción continuo del magma pegmatítico que formaba las zonas intermedias con el encajante, lo que sugiere la actividad de fluidos hidrotermales convectivos en estos estadios. Este tipo de proceso es también común al resto de pegmatitas de tipo IV del campo (véase figuras 8.2.10f, 8.2.11f, 8.2.12f).

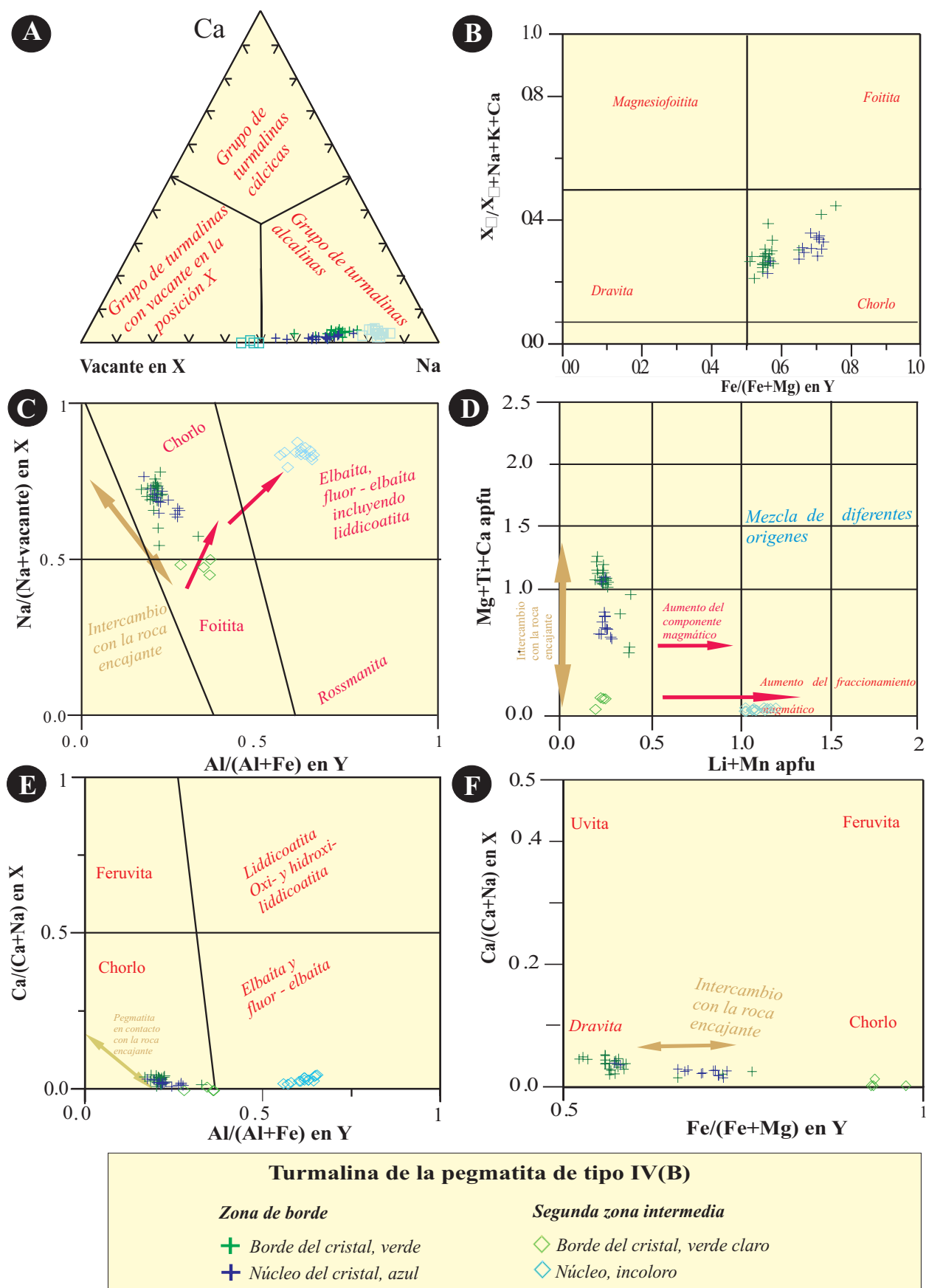


Figura 8.2.10. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo IV (B) en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004). Flecha marrón, trend teórico de reacción con la roca de caja; flecha roja: trend teórico de fraccionamiento magmático.

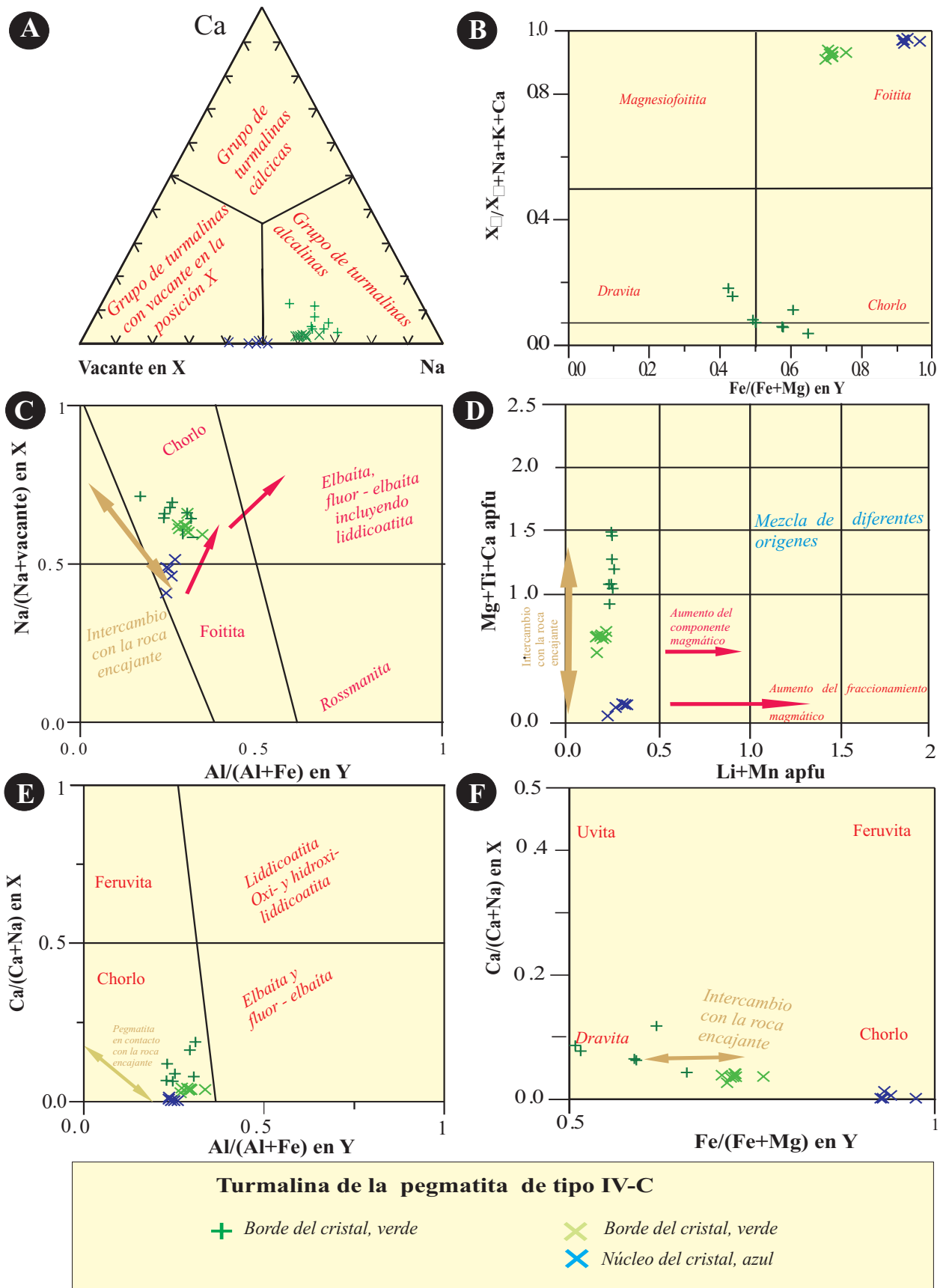


Figura 8.2.11. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo IV (C) en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004). Flecha marrón, trend teórico de reacción con la roca de caja; flecha roja: trend teórico de fraccionamiento magmático.

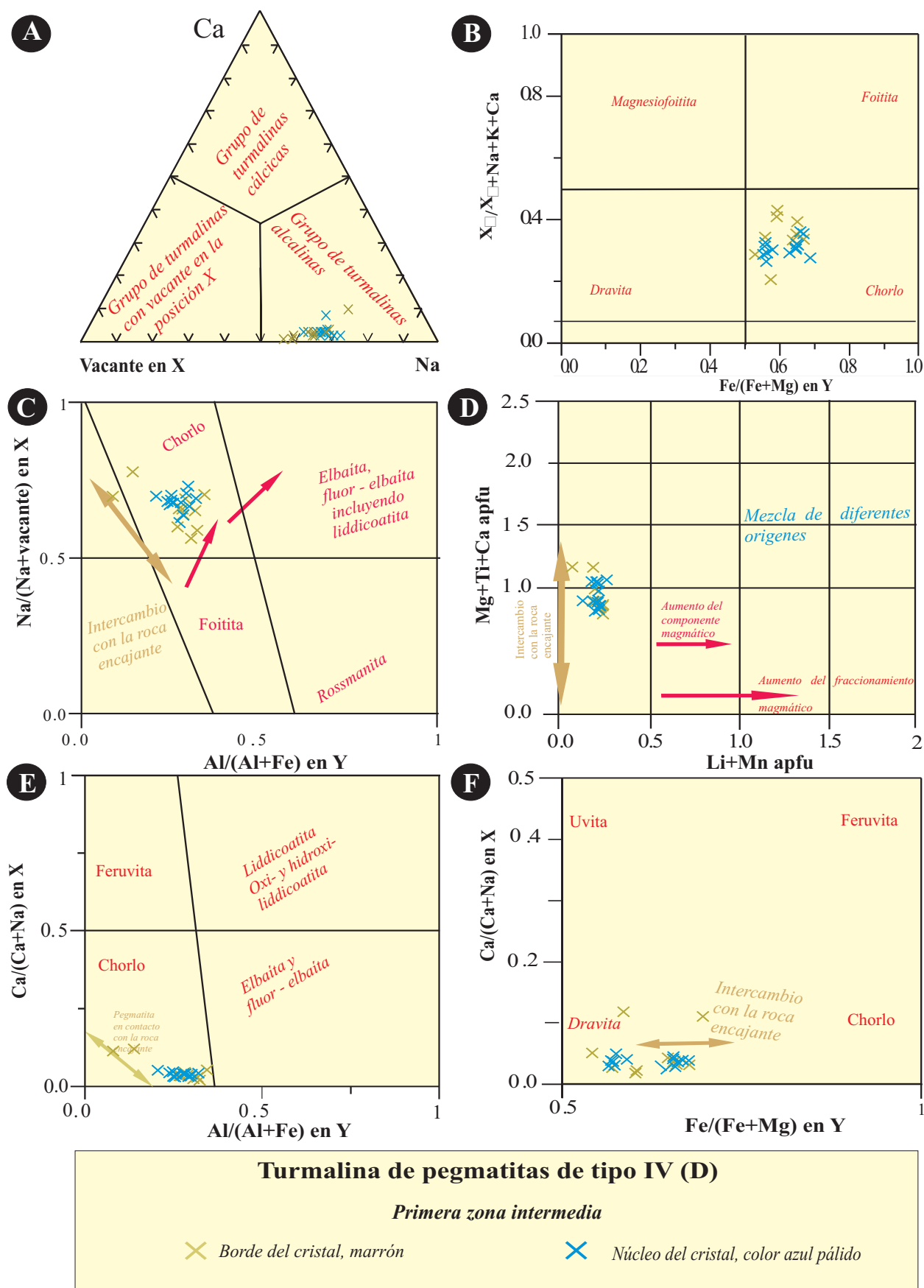


Figura 8.2.12. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo IV (D) en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004). Flecha marrón, trend teórico de reacción con la roca de caja; flecha roja: trend teórico de fraccionamiento magmático.

Por otra parte, en estas pegmatitas, al aparecer turmalinas coloreadas, es importante clasificar las especies ricas en Li presentes, así como establecer la variabilidad del Li. La pegmatita con mayor proporción de turmalinas coloreadas es la A, por lo que se ha incidido más en esta pegmatita a la hora de realizar este estudio.

En la figura 8.2.13a se relaciona la proporción de litio en la estructura en átomos-fórmula (apfu) con la proporción de Mg en Li. En primer lugar, como puede apreciarse, a grandes rasgos la proporción de Li incrementa desde las zonas más precoces hasta las zonas de reemplazamiento tardío (vetas de cuarzo-moscovita con turmalinas coloreadas).

De esta manera, si solamente se compara las composiciones químicas de los núcleos de los cristales, el trend de enriquecimiento arranca desde términos pobres en Li y ricos en componente chorro (o foitita) en la zona de borde y primera zona intermedia, para pasar a enriquecerse fuertemente en componente litínico en la segunda zona intermedia, y llegando a las composiciones propias de turmalinas litínicas en las zonas de reemplazamiento tardíos. Por otra parte, pese a que aparentemente estas turmalinas se representan en este gráfico en el campo de la rossmanita, recordemos que la proporción de vacantes es relativamente baja en esta unidad, por lo que estas turmalinas corresponden a términos intermedios entre la rossmanita y la elbaita.

De modo inverso al incremento de Li, la proporción de Mg en los núcleos de los cristales (zonas azules o incoloras al microscopio de luz transmitida) decrece desde las zonas más precoces a las zonas más evolucionadas, debido a este.

No obstante, en la misma figura puede apreciarse que en los bordes de los cristales esta tendencia tiende a invertirse, de manera que se da un fortísimo enriquecimiento en Mg y, paralelamente, un decrecimiento también muy acusado en la proporción de Li. Por consiguiente, nuevamente esta tendencia desde el centro de los cristales

hacia sus bordes correspondientes marca un cierto grado de interacción con el encajante en cada etapa de la cristalización de la pegmatita; además, el carácter recurrente de estas variaciones químicas indica que la cristalización de las zonas intermedias es un proceso de tipo cíclico.

Por consiguiente, se plantea, de nuevo, un doble trend en la cristalización de estas turmalinas: un trend magmático de enriquecimiento en Li, que se produce de forma progresiva desde las primeras zonas intermedias a las más tardías, y un trend de contaminación con el encajante, que opera al final de cada pulso de cristalización.

Esta misma tendencia se aprecia bien en la pegmatita B, donde también aparecen turmalinas con un fuerte componente de rossmanita-elbaita, y donde se aprecia también el enriquecimiento en Mg en los bordes de los cristales (figura 8.2.14a); desafortunadamente, el muestreo no ha podido ser tan amplio como en la pegmatita A. En cambio, en las pegmatitas C y D no se dispone hasta el momento presente de análisis de turmalinas tan evolucionadas como en las pegmatitas anteriores (figuras 8.2.15a y 8.2.16 a), en parte porque estos análisis corresponden a turmalinas de las zonas más precoces, no descartándose que un muestreo más amplio pueda producir similares resultados. De todos modos, en estos diagramas se aprecia nuevamente el enriquecimiento en Mg en los bordes de los cristales.

En cuanto a las variaciones del Li con relación al Fe en la posición Y, en la figura 8.2.13 puede apreciarse que existe una clara correlación negativa entre ambos elementos, evidentemente debido a que se sustituyen recíprocamente en la estructura, de manera que el comportamiento del Fe es relativamente parecido al del Mg. No obstante, los contenidos en Fe tienden a ser bastante más elevados que los del Mg, por lo que la mayor parte de composiciones se representan en este diagrama en el campo de la foitita. No obstante, cabe recordar que la proporción de álcalis es superior a la mitad de la posición X, por lo que estas

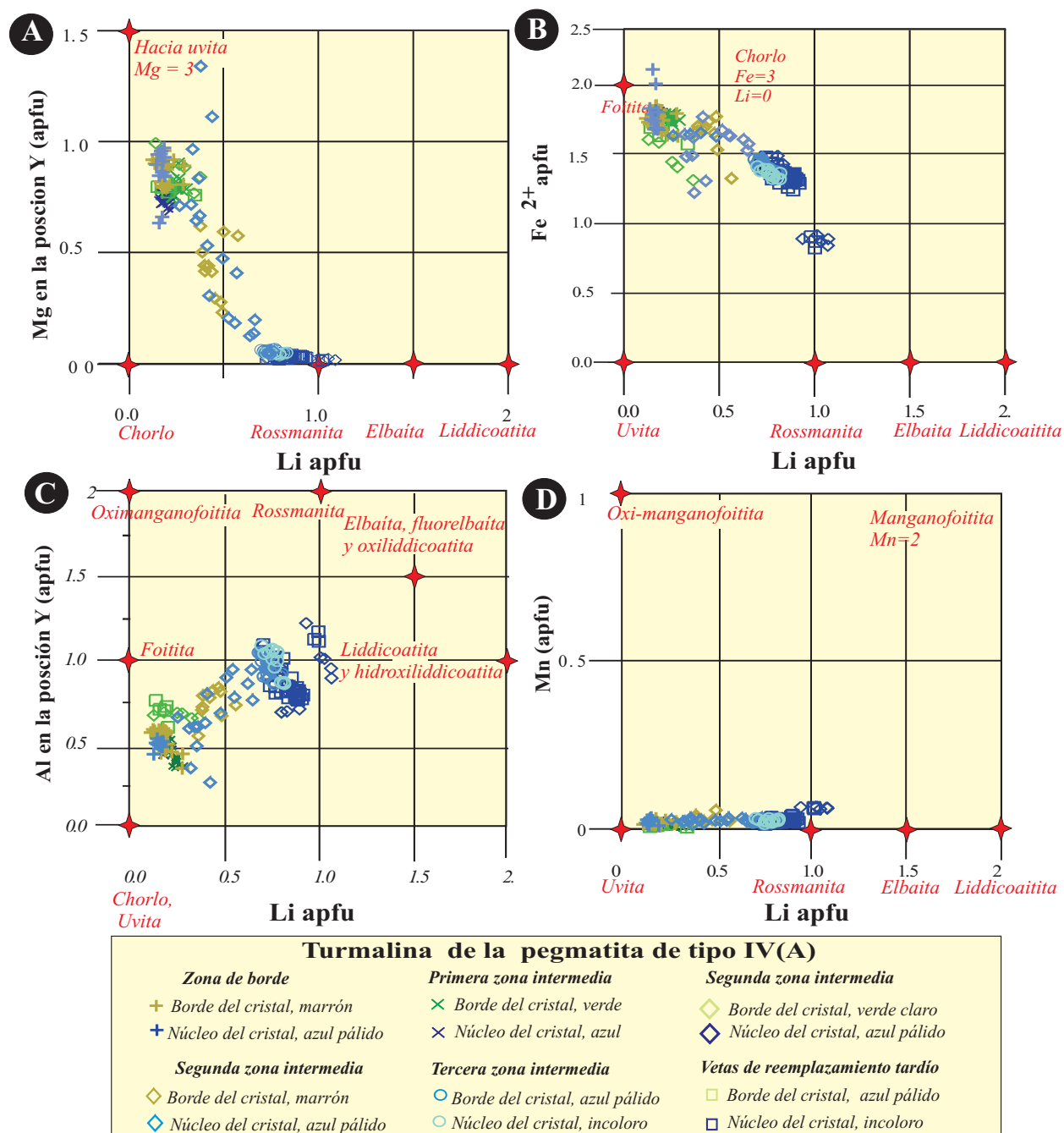


Figura 8.2.13. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo IV (A) en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004).

turmalinas encajan en realidad en las series entre lepidolita y chorlo, aunque con significativos componentes de foitita y de rossmanita.

Como en el caso del Mg, el Fe sigue un comportamiento inverso al grado de evolución del magma (figura 8.12.13b). A grandes rasgos, el comportamiento del Fe es mucho más regular que el del Mg, disminuyendo desde la zona de borde a la

primera zona intermedia, de esta a la segunda y tercera, y finalmente hacia las zonas de reemplazamiento. No obstante, existen importantes pulsaciones a nivel una misma zona, especialmente en la segunda zona intermedia, con saltos importantes en la proporción del Fe. Una posibilidad sean cambios que puedan darse en el magma debido a la cristalización simultánea de grandes cantidades de fosfatos de Fe, como

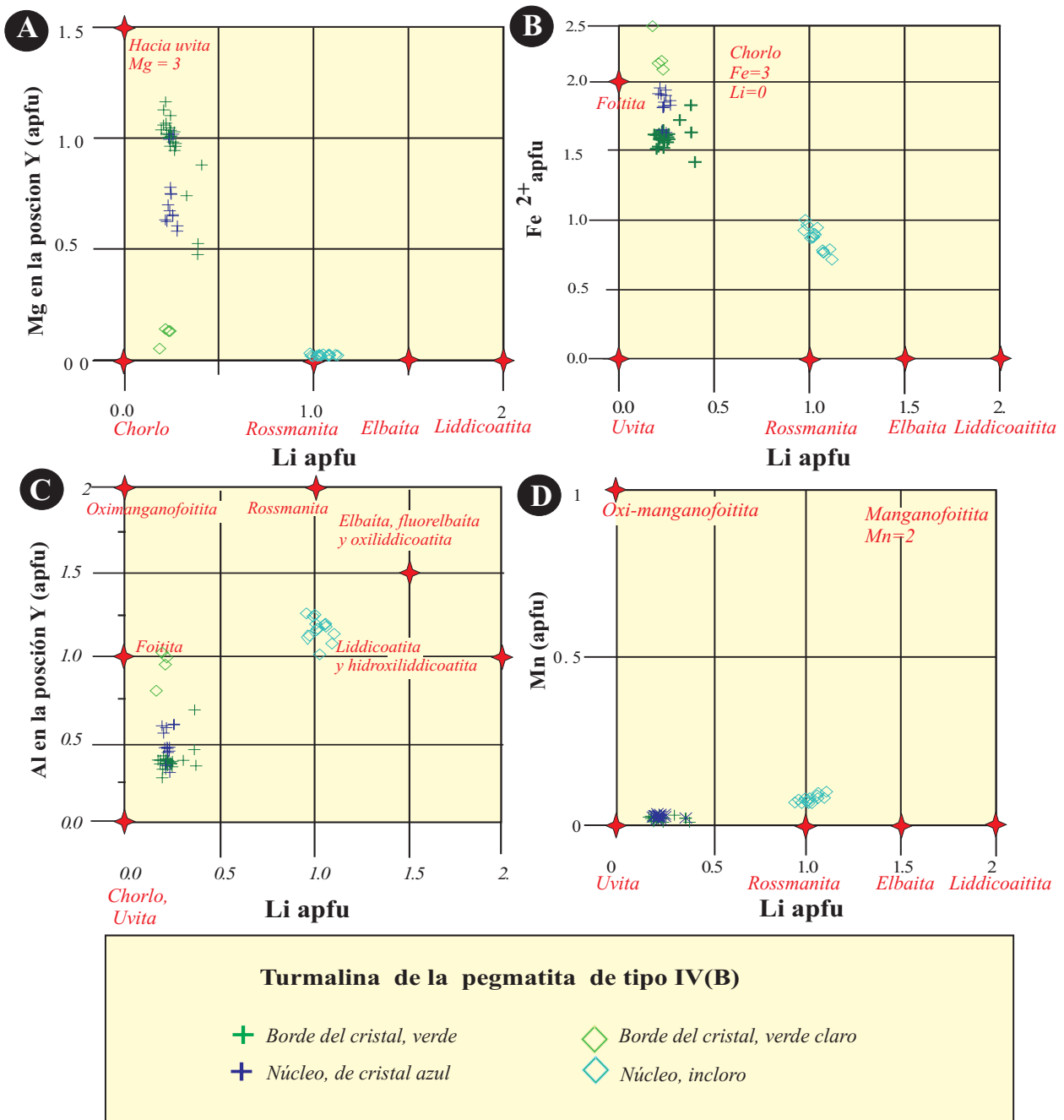


Figura 8.2.14. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo IV (B) en los diagramas de Tindal et al. (2005) y de Zhang et al. (2004).

la heterosita, que absorben grandes cantidades de Fe.

Además, existen variaciones según la zonación de los cristales, de manera que en los bordes de los cristales es habitual la disminución del contenido de Li, con un aumento paralelo de Fe y, como hemos visto anteriormente, de Mg. Es decir, que de centro a borde se da un enriquecimiento en

componente chorlo-dravita a costa del de elbaita, de forma recurrente.

La tendencia al empobrecimiento en Fe conforme al enriquecimiento en Li en los núcleos de los cristales puede verse también, a grandes rasgos, en la pegmatita B, también de tipo IVB (figura 8.2.14b, pero se observa sólo parcialmente o deficitariamente en las otras pegmatitas de tipo IV (figuras 8.2.15b, 8.2.16b).

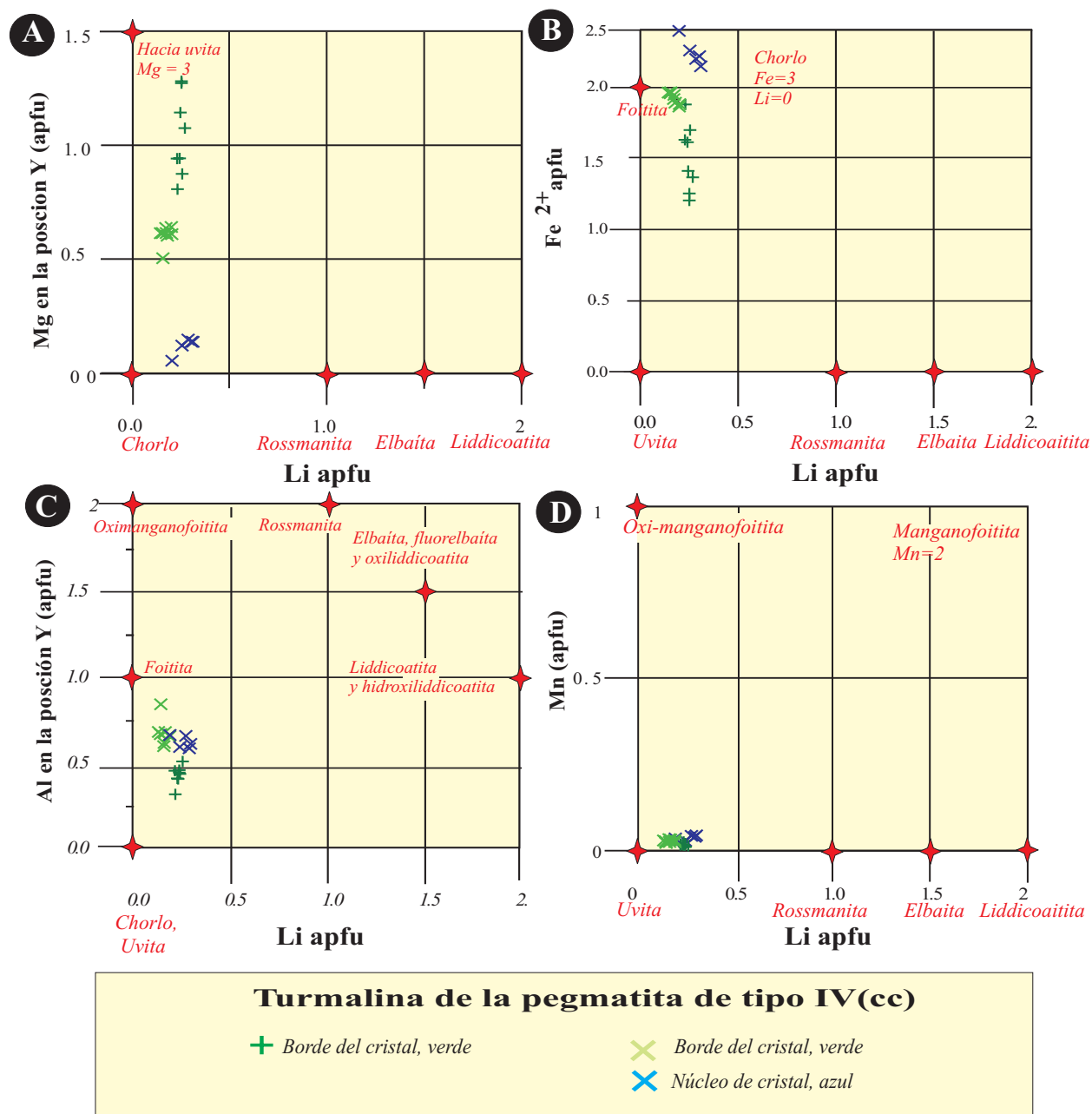


Figura 8.2.15. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo IV (C) en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004).

Por otra parte, en lo que respecta a la variabilidad de Li contra aluminio octaédrico, en la figura 8.2.13 c se aprecia una buena correlación positiva entre ambos elementos, pues el incremento de Li en la posición octaédrica debe compensarse con la entrada de Al octaédrico. Por ello, el Al octaédrico incrementa fuertemente desde la zona de borde hasta las vetas de reemplazamiento.

En cambio, el trend de centro a borde es exactamente inverso, pues en este caso, como hemos visto, el cristal deberá empobrecerse en ambos elementos para enriquecerse en Mg y Fe.

La misma tendencia se aprecia en la figura 8.2.14c para la pegmatita B, pero no puede apreciarse en las pegmatitas C y D al no tener éstas turmalina coloreada (figuras 8.2.15 y 8.2.16).

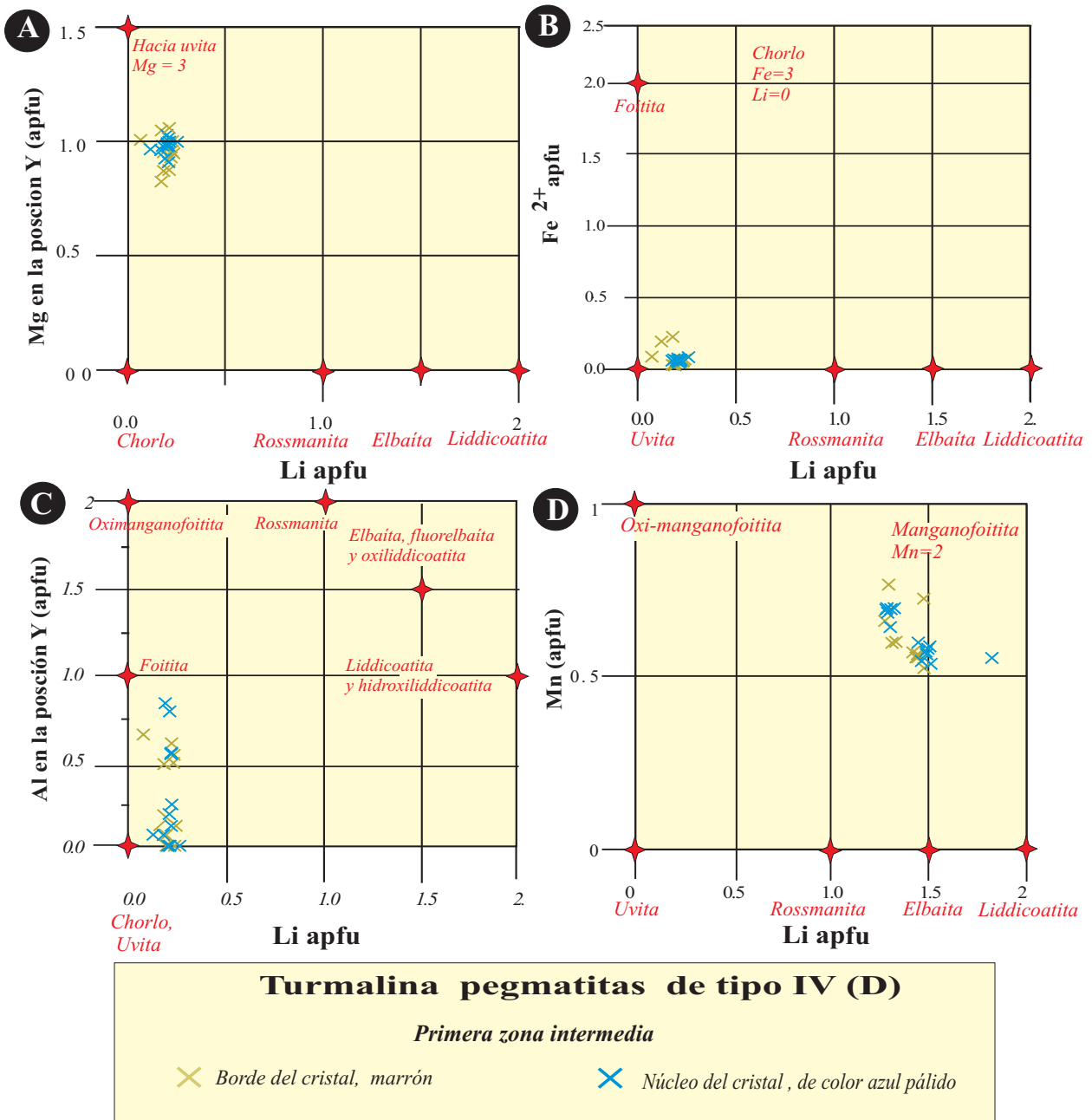


Figura 8.2.16. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo IV (D) en los diagramas de Tindle et al. (2005).

Finalmente, en lo que se refiere a la relación del Li con el Mn, esta relación se puede apreciar como ligeramente positiva en el caso de las dos primeras pegmatitas donde hay turmalinas coloreadas (figuras 8.2.13 y 8.2.14), no pudiéndose apreciar en las demás. Este incremento es muy ligero, abriéndose paso desde la zona de borde hasta las vetas de reemplazamiento. No obstante, la proporción de Mn que entra en la estructura

es muy pequeña incluso en los casos de máximo reemplazamiento, lo que evidencia que el grado de evolución de las pegmatitas no es el máximo posible.

También, por esta razón, se explica la coloración verde hierba que presentan las turmalinas litínicas de tipo IV, pues no se llegan a presentar en ninguna pegmatita cantidades significativas de Mn suficientes para proporcionarle a la turmalina una coloración

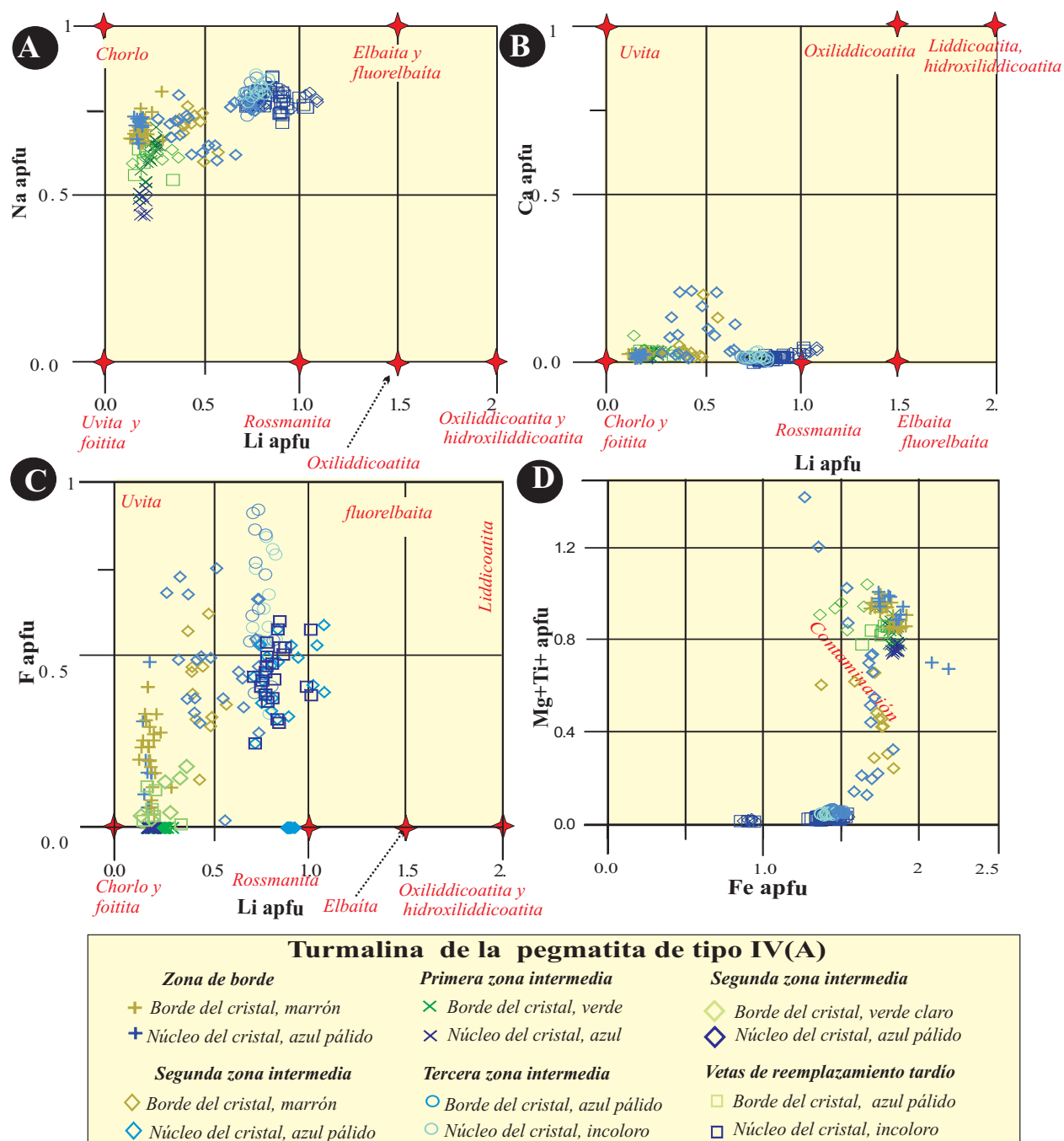


Figura 8.2.17. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo IV en los diagramas de Tindley et al. (2005).

rosada (contenidos inferiores a 0,1 apfu); la ausencia total de cobre, por otra parte, no permite la aparición de coloraciones azul celeste.

En cuanto a la relación del Li con Na (figuras 8.2.17a, 8.2.18a, 8.2.19a, 8.2.20a), es una relación positiva, aumentando progresivamente desde las primeras zonas intermedias hasta las vetas de reemplazamiento tardías. Cabe destacar que sólo en la primera zona intermedia la proporción de vacantes es

suficiente para catalogar algunos de los núcleos azules de las turmalinas como foitita. El resto de análisis de las zonas intermedias corresponden claramente a turmalinas con álcalis y, por su proporción de Fe, como hemos visto, mayoritariamente son chorlo. En cambio, en los bordes de los cristales las composiciones evolucionan hacia dravita.

Sólo los núcleos incoloros de las turmalinas de las vetas de reemplazamiento o

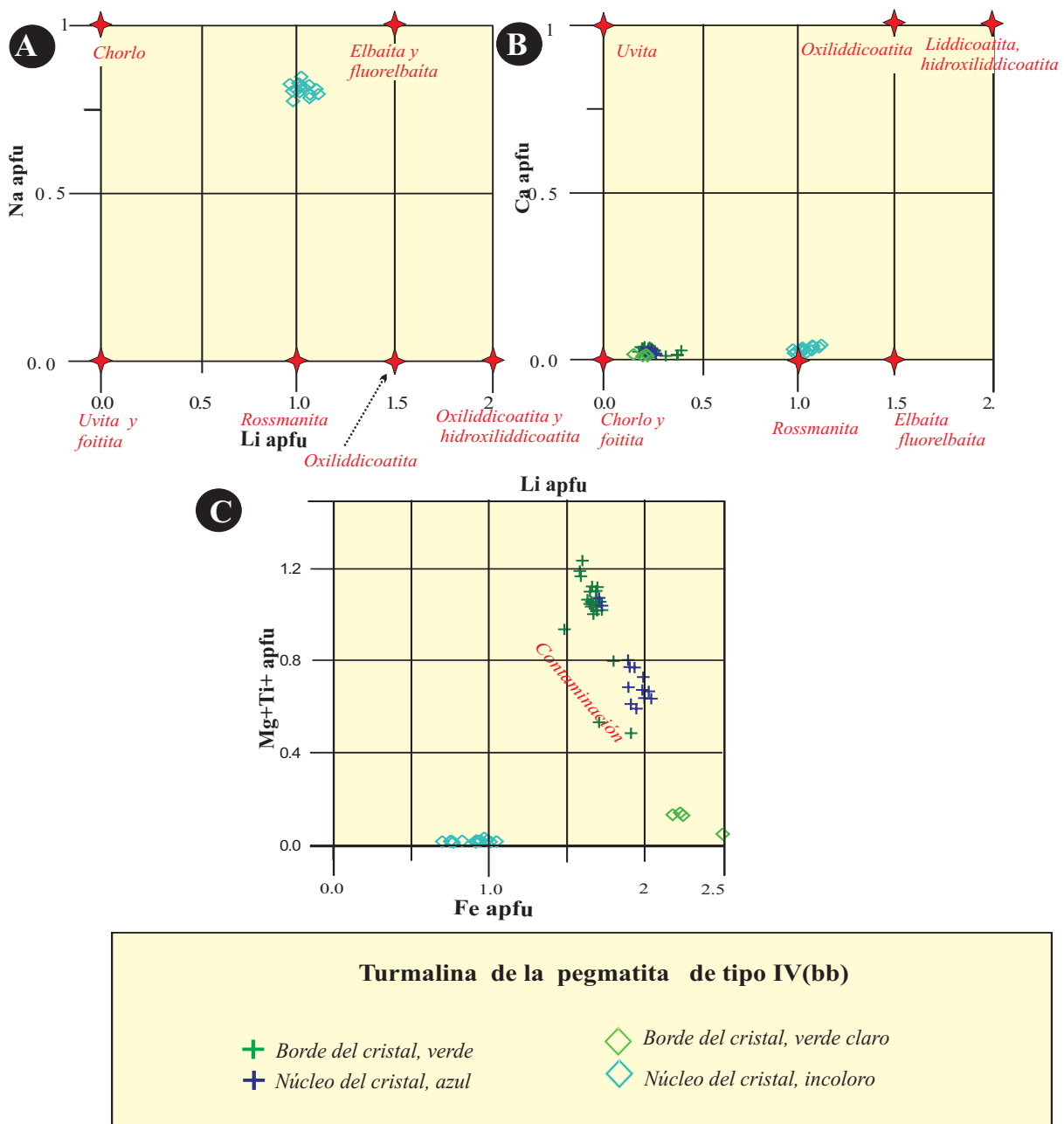


Figura 8.2.18. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo IV en los diagramas de Tindie et al. (2005).

de algunas zonas internas corresponden a elbaíta, localmente con algún componente de rossmanita.

Por lo demás, el contenido de Ca tiende a incrementarse en algunas zonas en estas pegmatitas, notablemente en algunas muestras de zonas intermedias, aunque no es una regla general. Este incremento de Ca, que es irregular y totalmente independiente del contenido de Li (por lo que el componente de liddicoatita es siempre prácticamente nulo),

podría corresponder a algún mecanismo de contaminación por parte del encajante (figuras 8.2.17b, 8.2.18b, 8.2.19b, 8.2.20b).

En cambio, un aspecto muy interesante es la variabilidad del litio en relación con la variabilidad del fluor. En algunos casos, como en la pegmatita 4 a (figura 8.2.17c) el contenido de F llega a ser muy alto, de forma que una de las posiciones de aniones adicionales de la estructura llega a estar ocupada predominantemente por este elemento. De hecho, en la pegmatita A puede apreciarse cómo

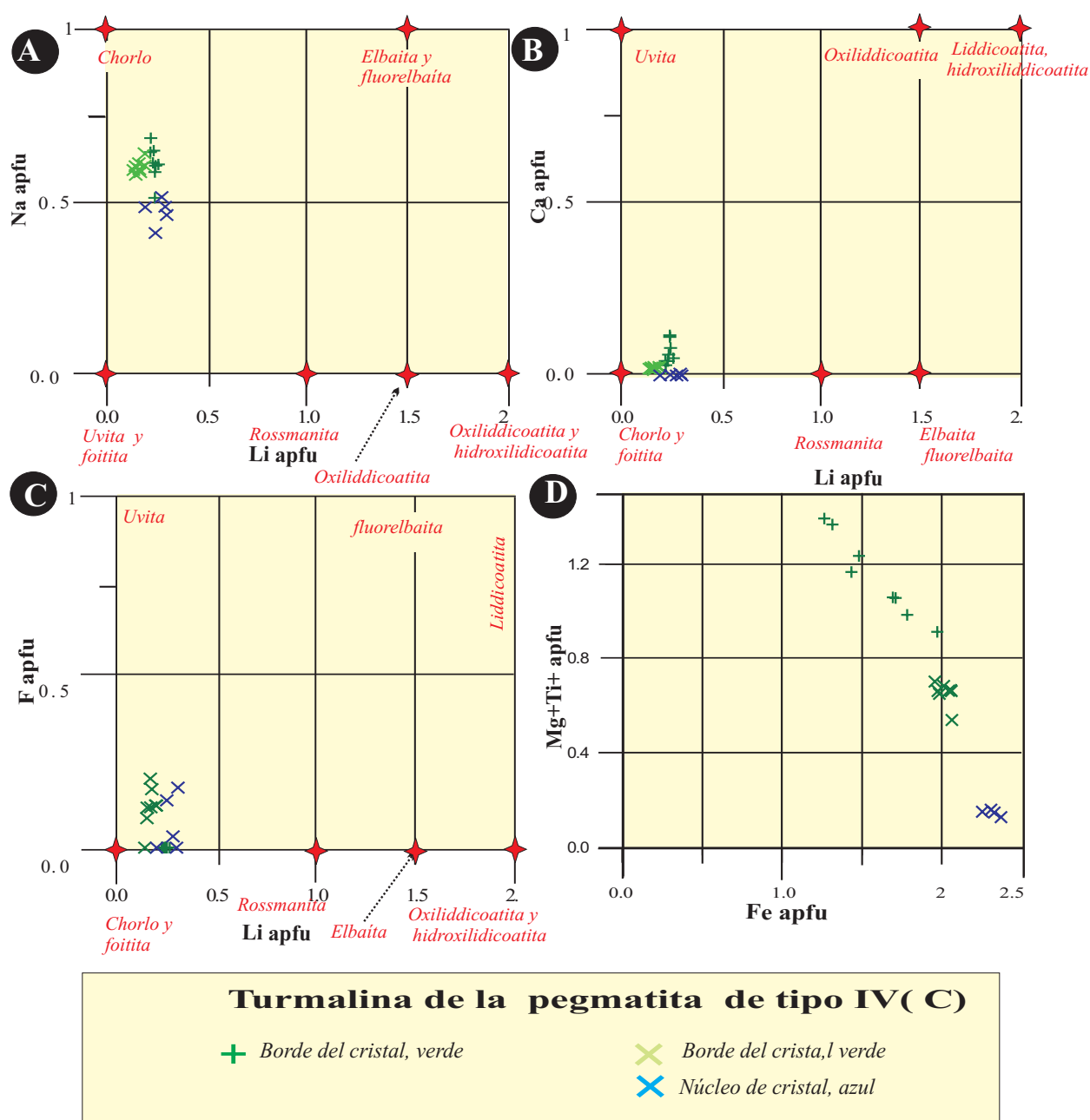


Figura 8.2.19. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo IV en los diagramas de Tindle et al. (2005).

en las zonas más tardías de la secuencia de cristalización el fluor incrementa de forma progresiva en los núcleos de los cristales, llegando a invadir el dominio composicional de la fluorelbaita. Esta observación es importante, pues indica una elevada actividad del fluor en los estadios finales de cristalización de la pegmatita.

Este fluor debe ser de procedencia magmática, pues sólo aparece en los núcleos de los cristales, mientras que en sus bordes verdosos, que como hemos visto de forma sistemática

reflejan contaminación por fluidos del encajante, se produce también sistemáticamente un decrecimiento de fluor y de litio, desplazándose las composiciones hacia el intervalo composicional de chorlo-dravita.

Desafortunadamente, en las otras pegmatitas de tipo IV (figuras 8.2.18, 8.2.19c, 8.2.20c) o no se dispone de cristales suficientemente evolucionados (casos C,D) o de análisis con fluor para poder reforzar estas conclusiones (caso de la B).

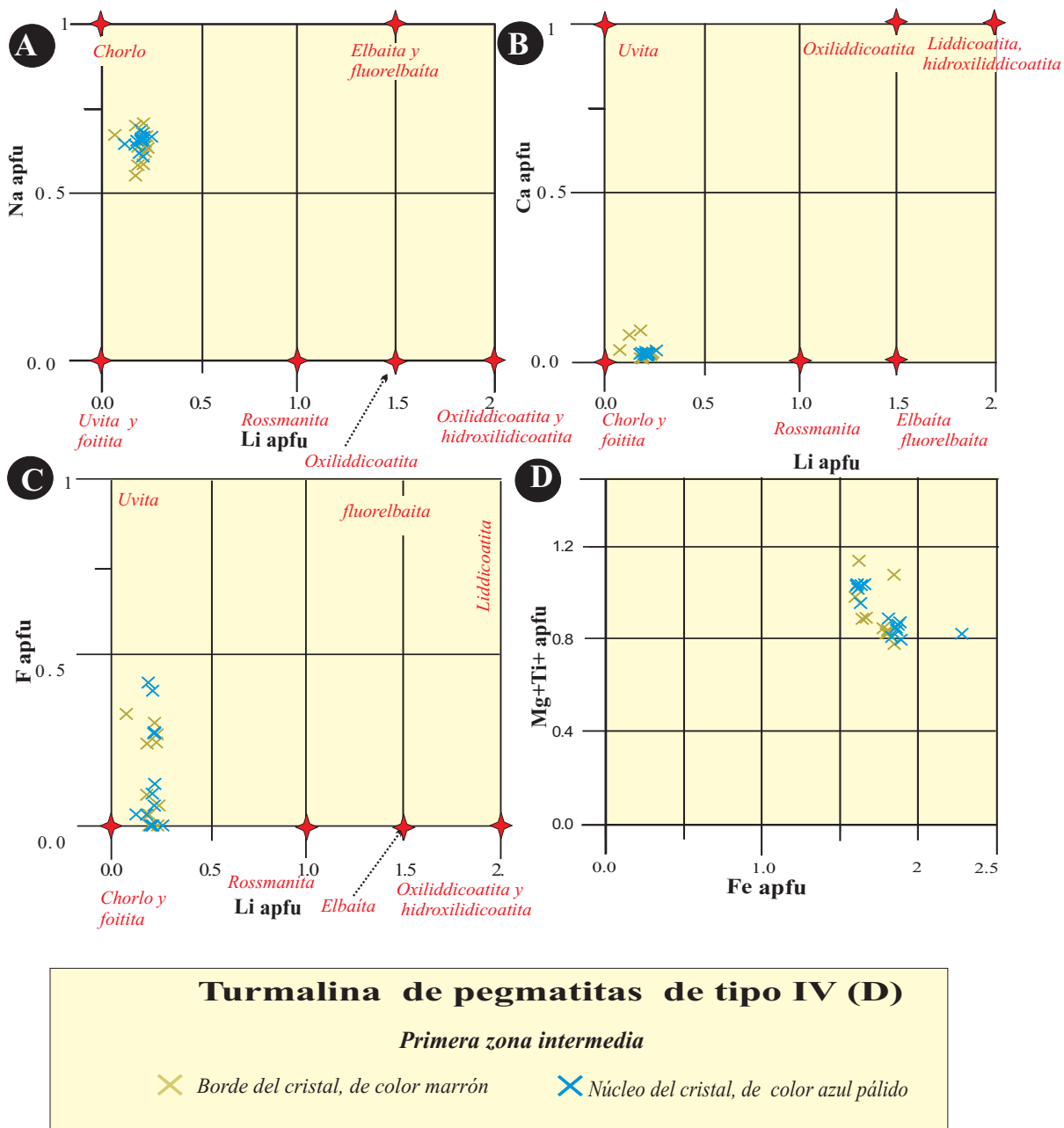


Figura 8.2.20. Representación de los análisis químicos de la turmalina de las pegmatitas tipo IV en los diagramas de Tindle et al. (2005).

Por último, en el diagrama de Tindle et al. (2005) de Mg+Ti+Ca (medidor de contaminación) versus Fe, en la pegmatita IVA (figura 8.2.17) se puede apreciar una serie de trends superpuestos. De una parte, el contenido de elementos de fuente externa tiende a disminuir en los núcleos de los cristales desde las zonas más precoces hasta las zonas de reemplazamiento, hasta llegar a ser prácticamente nula en estas zonas más tardías. Por consiguiente, los fluidos más tardíos de la pegmatita son el fruto de la

evolución de la misma, no de un proceso de contaminación con el encajante.

Por otro lado, la proporción de Fe tiende a reducirse en los núcleos de los cristales asociados a los últimos estadios.

No obstante, en prácticamente todas los cristales de todas las zonas se da un proceso cíclico de contaminación por componentes de las rocas encajantes, que se traduce en la cristalización de un borde externo más rico en Mg, Ca, Ti y, en algunos casos, Fe. Estos brdes se corresponden a los bordes

de color verde a marronoso de los cristales zonados de turmalina.

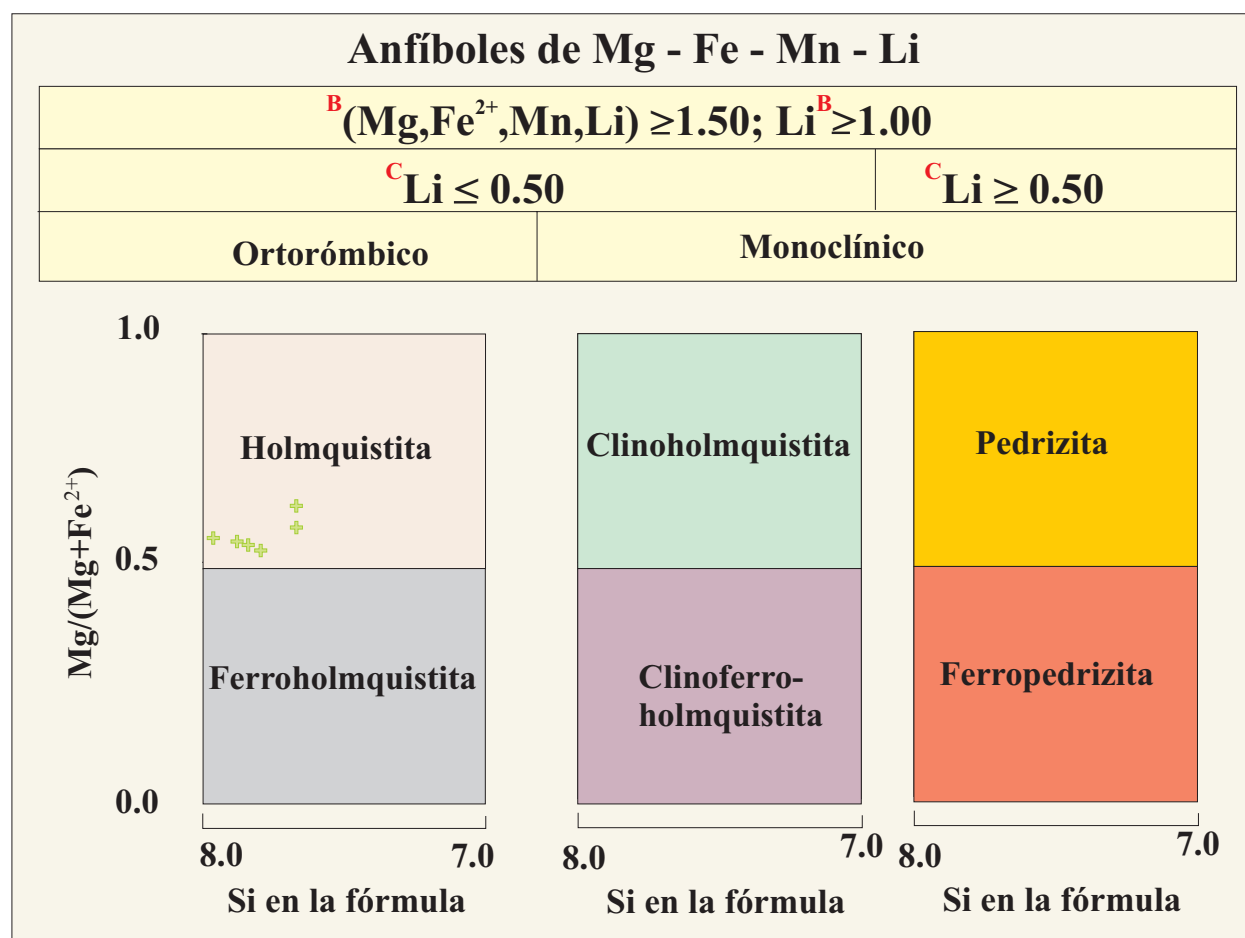
En resumen, en las pegmatitas de tipo IV la composición de la turmalina es un buen indicador de la evolución de los fluidos drante la cristalización dela pegmatita, así como del grado de interacción con el encajante. Durante la cristaliación de la zona de borde y las zonas intermedias, la composición zonada de las turmalinas indica un proceso cíclico de contaminación de los magmas por el encajante, de manera que el ciclo empieza con la cristalización de una turmalina con núcleos azules, ricas en Fe y pobres en Li. El ciclo termina con la cristalización de los bordes verdes, a partir de un fluido o magma muy contaminado por el encajante. En este estadio, ambos tipos de cristales son pobres en F, lo que evidencia una baja actividad de F en el medio de cristalización.

En los estadios tardíos, en las vetas, los núcleos de los cristales de turmalina se enriquecen fuertemente en Li y en F, llegando a alcanzar composiciones de fluorelbaíta, de manera que dichos

fluidos, que representarían la cristalización de los fluidos más residuales, presentan una elevada actividad de F. En cambio, el contenido de Mn es relativamente bajo, lo que indica que las pegmatitas no son muy evolucionadas.

8.2.7. GRUPO DE LOS ANFIBOLES DE LI

Los anfíboles azulados del exocontacto de las pegmatitas de tipo IV, clasificados ópticamente como holmquistita, se han analizado mediante microsonda electrónica. el Li ha sido calculado por estequiometría y balance de cargas. Como resultado, se puede observar que la posición C de los anfíboles se encuentra totalmente ocupada por Mg+Fe+Mn, de modo que el Li debe situarse por entero en la posición B; por otra parte, la posición B queda casi totalmente ocupada por Li. Por otra parte, en la posición A de la estructura no hay álcalis. Por todo ello, y por su carácter rómbico, el mineral es del grupo de la holmquistita. Al ser $Mg > Fe$, puede clasificarse como holmquistita s.s.



8.2.8. MONTEBRASITA-AMBLIGONITA

Los minerales de la serie de la ambligonita-montebbrasita están ampliamente repartidos en las pegmatitas de tipo IV, habiéndose muestreado cristales de las dos primeras zonas intermedias en dos pegmatitas (cantera A y cantera C).

A grandes rasgos, el análisis por microsonda electrónica indica que en ambas pegmatitas el contenido de F (y de proporción molecular de ambligonita) aumenta desde la primera zona intermedia a la segunda, pero manteniéndose en todos los casos dentro del campo composicional de la montebbrasita (figura 8.2.22). Por otra parte, los cristales no están zonados.

No obstante, como se recordará, en el capítulo anterior se diferenciaron en las pegmatitas de tipo IV dos generaciones de montebbrasita-ambligonita, una primaria que cristaliza en equilibrio con los minerales primarios de cada zona intermedia (montebbrasita I) y otra secundaria (montebbrasita II), que se encuentra en finas vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta, en particular en las zonas donde estas vetas intersectan con los fosfatos de la secuencia trifilita-ferrisicklerita-heterosita.

La composición química de los cristales de las dos generaciones de minerales de la serie ambligonita-montebbrasita es ligeramente diferente. De este modo en la montebbrasita más tardía los contenidos en F son más altos, acercándose más al campo composicional de la ambligonita, aunque sin llegar a entrar en el mismo. Por otra parte, y como es de esperar en un mineral de esta serie, los contenidos en sodio son muy bajos, y los escasos valores más elevados pueden corresponder a contaminación por la albita acompañante de algunos de estos cristales.

Estos datos sugieren que, en el conjunto de las pegmatitas de tipo IV, la actividad de F no fue muy elevada durante la cristalización de las zonas intermedias, pero que se incrementó ligeramente durante la cristalización de los estadios hidrotermales tardíos, esto es, durante la cristalización de las vetas albíticas y, especialmente, de las vetas más tardías de cuarzo-moscovita-elbaíta.

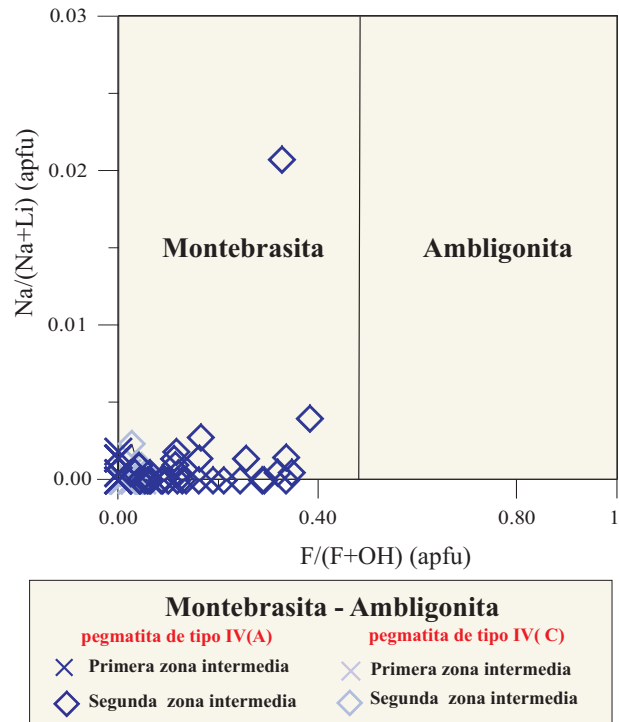


Figura 8.2.22. Representación de las composiciones químicas de los minerales de la serie ambligonita-montebbrasita de las pegmatitas de tipo IV.

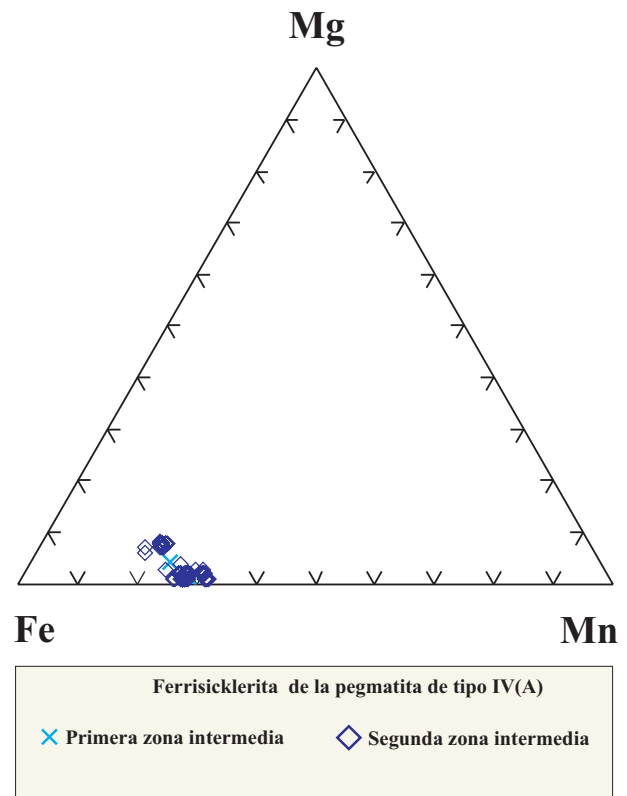


Figura 8.2.23. Representación de los análisis químicos de minerales de la serie de la ferrisicklerita-sicklerita de la pegmatita de la cantera A en un diagrama de proporciones atómicas de Fe-Mg-Mn.

.2.8.9. FERRISICKLERITA-SICKLERITA

Los minerales de la secuencia trifilita-ferrisicklerita-hetrosita son muy comunes en las pegmatitas de tipo IV y forman parte de los minerales esenciales de las zonas de pared (donde desgraciadamente estos fosfatos están reemplazados completamente por fosfatos secundarios) y, sobre todo, de la primera y segunda zonas intermedias.

Especialmente en la cantera A han podido medirse una gran cantidad de composiciones químicas en diferentes cristales, correspondiendo a un muestreo mucho más preciso y que tienen mejor en cuenta la distribución de estos minerales en cada una de las unidades, así como sus relaciones texturales. En el resto de pegmatitas el muestreo ha podido realizarse solamente en la segunda zona intermedia, por lo que simplemente pueden tomarse como un complemento de los datos de la mina A.

En cualquier caso, los análisis químicos con microsonda electrónica de las muestras de todas las pegmatitas de tipo IV analizadas (figuras 8.2.23-8.2.25) demuestra que estos cristales no están zonados. Por otra parte, de los análisis se desprende que todos los cristales de todas las pegmatitas tienen composiciones muy parecidas, dentro del campo composicional de la ferrisicklerita, y más concretamente contienen alrededor del 80% de componente ferrisicklerita. la proporción de Mg es muy baja en todos los casos. Esta proporción no es muy alta, y el relativamente bajo contenido de Mn indicaría un grado de evolución moderado para estas pegmatitas.

finalmente, en el caso de la pegmatita A, han podido medirse muestras de los cristales esqueléticos de la primera zona intermedia y de los cristales idiomórficos, de tamaño de bloque, de la segunda zona intermedia. Como puede apreciarse en la figura 8.2.23, todos estos análisis se representan prácticamente en el mismo punto, sobre un 80% de componente ferrisicklerita. por consiguiente, el valor de la relación $Mn/(Mn+Fe)$ se mantiene constante en la ferrisicklerita de estas pegmatitas (y, presumiblemente, de la trifilita parental) a lo largo del proceso de cristalización de la pegmatita.

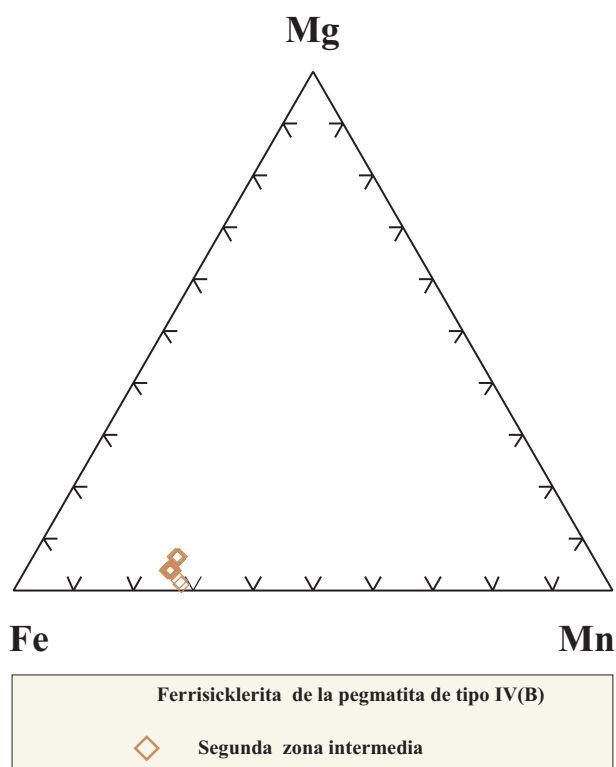


Figura 8.2.24. Representación de los análisis químicos de minerales de la serie ferrisicklerita-sicklerita del afloramiento B en un diagrama de proporciones atómicas de Fe-Mg-Mn.

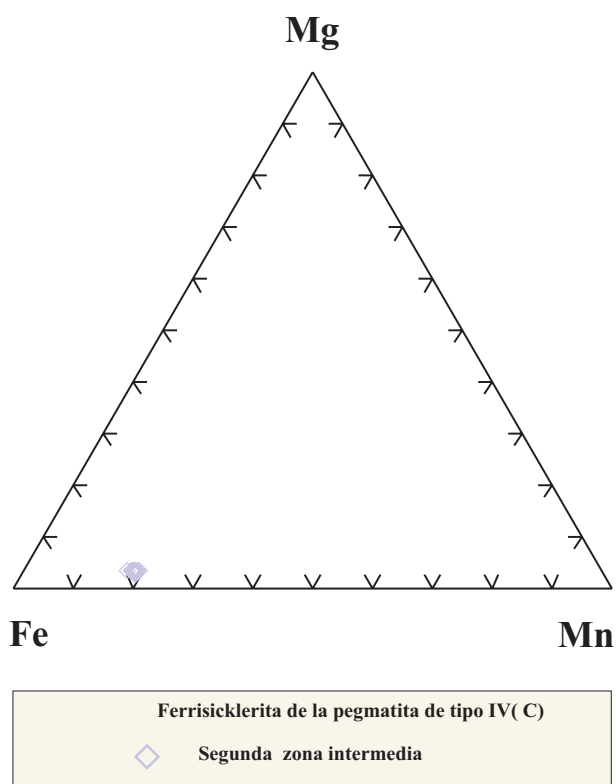


Figura 8.2.25. Representación de los análisis químicos de minerales de la serie ferrisicklerita-sicklerita de la mina C en un diagrama de proporciones atómicas de Fe-Mg-Mn.

2.8.9. HETEROSITA-PURPURITA

Los minerales de esta serie son particularmente abundantes en estas pegmatitas, donde constituyen el eslabón final de la secuencia de reemplazamiento trifulita-ferrisicklerita-heterosita. En este caso, esta secuencia está prácticamente completada, y la mayor parte de los cristales ya están constituidos por heterosita-purpurita, con muy escasos restos de ferrisicklerita.

En la mayor parte de los casos, los minerales de la serie heterosita-purpurita se han medido en los granos circundantes a los relictos de ferrisicklerita precursora, con el fin de comparar la composición del protolito y la del mineral resultante. Por consiguiente, se han medido cristales de las mismas muestras en las pegmatitas A, B, C; no obstante, puesto que en estas pegmatitas los minerales de la serie heterosita-purpurita son mucho más abundantes que sus minerales precursores, se ha podido disponer de un muestreo mucho más amplio.

A nivel de lámina delgada, los cristales se ven homogéneos y no aparentan presentar ningún tipo de zonación. De todos modos, se han realizado perfiles de microsonda sobre estos cristales, resultando rangos de variación casi nulos, de manera que los cristales son muy homogéneos, cosa que certifica la ausencia de zonado óptico (figuras 8.2.26-8.2.28)

Por otra parte, como puede verse en los mismos análisis, todos los cristales analizados se representan dentro del dominio de composiciones de la heterosita, con muy baja proporción de Mg. El contenido de Mn en todos los cristales de todas las pegmatitas analizadas es relativamente bajo, cercano al 20%.

Si se compara las relaciones $Fe/(Fe+Mn)$ de los cristales de ferrisicklerita precursora y de heterosita reemplazante, se apreciará que son prácticamente las mismas, con muy poca variación, por lo que puede deducirse que esta relación se mantiene aproximadamente constante durante el proceso de reemplazamiento. Por tanto, el contenido de Mn de la heterosita es un indicador del contenido de Mn en la ferrisicklerita; éste, a

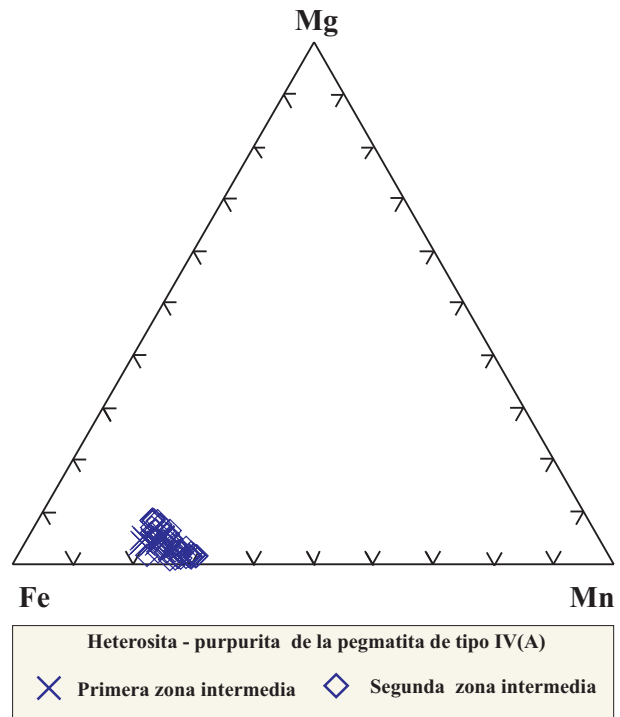


Figura 8.2.26. Representación de los análisis químicos de minerales de la serie de la heterosita-purpurita de la mina A en un diagrama de proporciones atómicas de Fe-Mg-Mn.

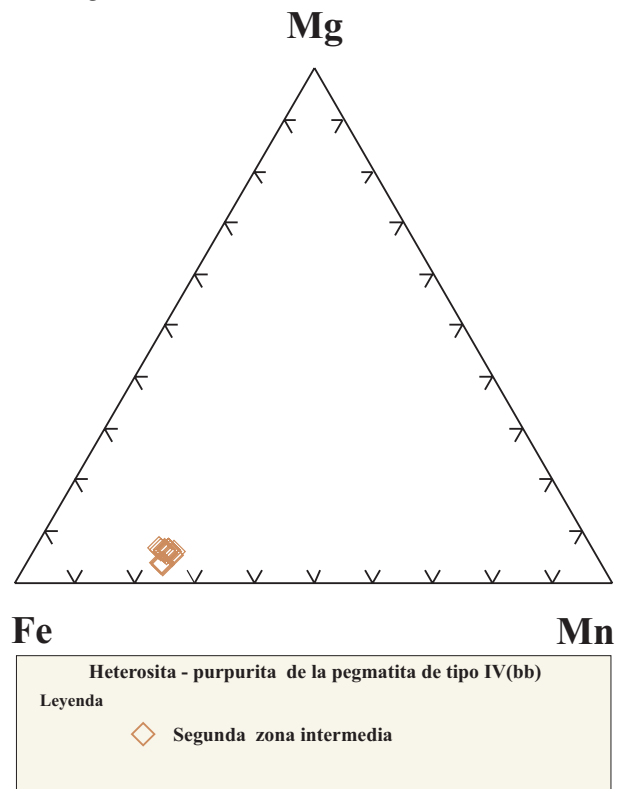
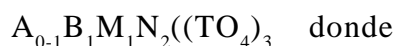


Figura 8.2.27. Representación de los análisis químicos de minerales de la serie de la heterosita-purpurita del afloramiento de la pegmatita B en un diagrama de proporciones atómicas de Fe-Mg-Mn.

su vez, sería indicador del contenido de Mn en la trifilita precursora, de manera que el contenido de Mn de la heterosita puede ser utilizado como un criterio de evaluación del grado de fraccionamiento del campo.

.2.8.10. GRUPO DE LA ALLUAUDITA

Los minerales del grupo de la alluaudita tienen una fórmula estructural del tipo siguiente (Moore y Ito, 1979):



A= Na, Pb, K, Ba,

B= Na, Ca, Mn

M= Mn, Fe²⁺, Mg, Zn, Cu

N= Mn, Fe²⁺, Fe³⁺, Mg, Zn, Cu, Al

Los minerales de este grupo son comunes en los estadios hidrotermales tardíos, en conexión con los procesos de albitización, particularmente desarrollados sobre los fosfatos de la segunda zona intermedia. Cabe destacar que estos minerales tienen potencialmente una composición química compleja, fruto de las diversas posiciones de la estructura en que pueden darse las diferentes sustituciones.

En primer lugar, el análisis químico permite diferenciar este mineral de los del subgrupo de la wyllieita, ópticamente muy parecidos, en particular por la sistemática ausencia de Al en todos los análisis. Todos los análisis pueden representarse en el subgrupo de la alluaudita.

Dentro del grupo de la alluadita se reconocen diversas especies. La más común en la pegmatita A es la alluaudita s.s., en la que Na Mn domina en M y Fe³⁺ en N. Este mineral aparece en forma de granos de color verde amarillento, que reemplazan a la heterosita. La proporción de Ca es muy variable en estos minerales, así como la de Mn. Los valores bajos de Ca pueden interpretarse en términos de escasa contaminación por parte de la roca de caja, lo que sugiere que el fluido que formó el mineral durante estos estadios no estaba controlado por la composición de la roca encajante.

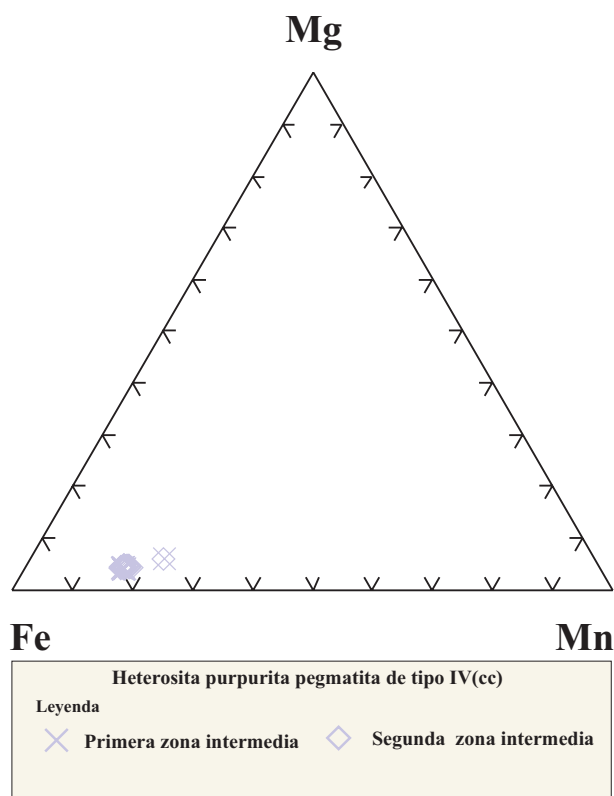


Figura 8.2.28. Representación de los análisis químicos de minerales de la serie de la heterosita-purpurita del afloramiento de la pegmatita C en un diagrama de proporciones atómicas de Fe-Mg-Mn.

En la pegmatita C se reconocen dos generaciones de heterosita; una de ellas tiene aspecto y composición relativamente parecidos a los de la pegmatita A. La otra es de color amarillo en lámina delgada y presenta una proporción de Ca mucho más elevada, a la vez que mayores componentes de Mg, que la acercan al campo de la hagedorfito, aunque manteniéndose dentro del intervalo composicional de la alluaudita. Estas composiciones podrían justificarse por una mayor interacción del fluido con las dioritas encajantes de la pegmatita.

Por consiguiente, aunque la composición inicial de los fosfatos primarios es la misma en todas las pegmatitas de tipo IV, el hecho de que las composiciones de las alluauditas de las vetas sean diferentes implica que se forman en reacciones subsolidus en que la composición del fluido, y no la del cristal, es la que determina la composición de los productos.

8.2.10. GRUPO DEL APATITO

Se cuenta con análisis puntuales mediante microsonda electrónica de la composición de los elementos mayoritarios en cristales de apatito azul o incoloro de la primera y segunda zonas intermedias.

Se ha representado los análisis en los diagramas de Piccoli y Candela (2002). En la posición del anión adicional toda la posición está ocupada por fluor, siendo nulos los componentes hidroxilo, carbonato o cloruro, por lo que este mineral corresponde a las proximidades del término extremo puro fluorapatito (figura 8.2.29).

Por otra parte, el contenido en tierras raras no es detectable con la microsonda electrónica; los contenidos en Sr son asimismo casi nulos. En lo que respecta al contenido en álcalis, es prácticamente nulo, siendo la posición catiónica ocupada casi exclusivamente por Ca. No obstante, existen pequeñas proporciones de Mn, siempre en el orden de 1-3 %; la proporción de Fe es todavía mucho más baja. El contenido en Mn (y, en parte, de Fe) parece aumentar muy ligeramente en la segunda zona intermedia, pero la diferencia de valores no es muy remarcable.

En la posición del anión PO_4 parece que no se dan sustituciones significativas por parte de otros aniones, como SiO_4 , AsO_4 u otros, por lo que la composición química del mineral se asemeja bastante, excepto por las pequeñas concentraciones de Mn, a la composición estequiométrica del fluorapatito.

8.2.11. OXIDOS DE Nb-Ta

Las pegmatitas de berilo-columbita-fostatos son ricas en óxidos de Nb-Ta. Estos minerales se han estudiado en tres pegmatitas de este tipo: la pegmatita A, de grandes dimensiones y estructura zonada, concéntrica y las pegmatitas D y K500, de tamaño reducido y sin una marcada zonación. En todas ellas estos minerales pertenecen principalmente al grupo de la columbita.

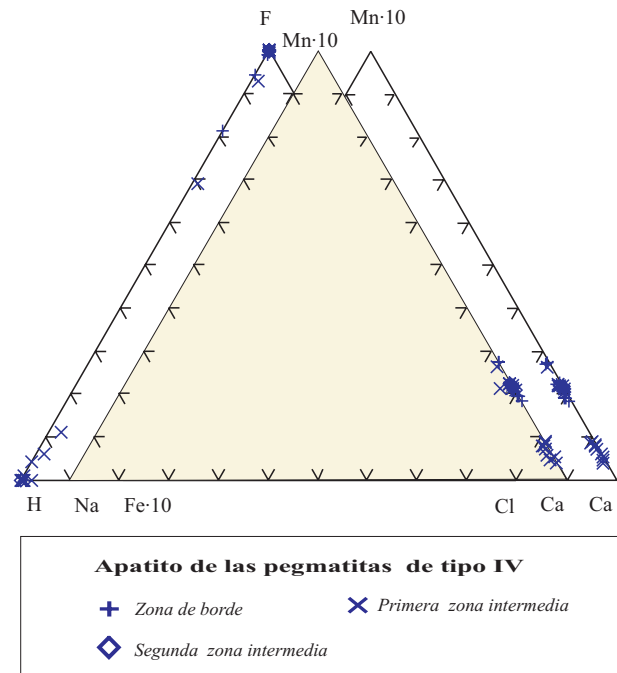


Figura 8.2.29. Representación gráfica de la composición química de los cristales de apatito de las pegmatitas de tipo IV en los diagramas de Piccoli y Candela (2002).

También aparecen minerales de los grupos de la estibiotantalita, rutilo, tapiolita y pirocloro. En conjunto representan un gran abanico composicional en cuanto a los contenidos en Nb y Ta, que podrían clasificarse como ferrocolumbita, manganocolumbita, manganotantalita, ferrotantalita y tapiolita, como se observa en el cuadrilátero de la columbita, donde se ha representado la composición de estos minerales (figura 8.2.30).

Grupo de la columbita

Los minerales del grupo de la columbita presentes en la pegmatita C se caracterizan por presentarse en cristales idiomórficos, de hasta 5 cm de longitud, sin zonación observable tanto al microscopio óptico como electrónico mediante imágenes de electrones retrodispersados (BSE). Su composición química es muy homogénea, y consisten en ferrocolumbita muy pobre en Ta y Mn, en que la relación $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ es 0.04 y la de $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ del orden de 0.08 –

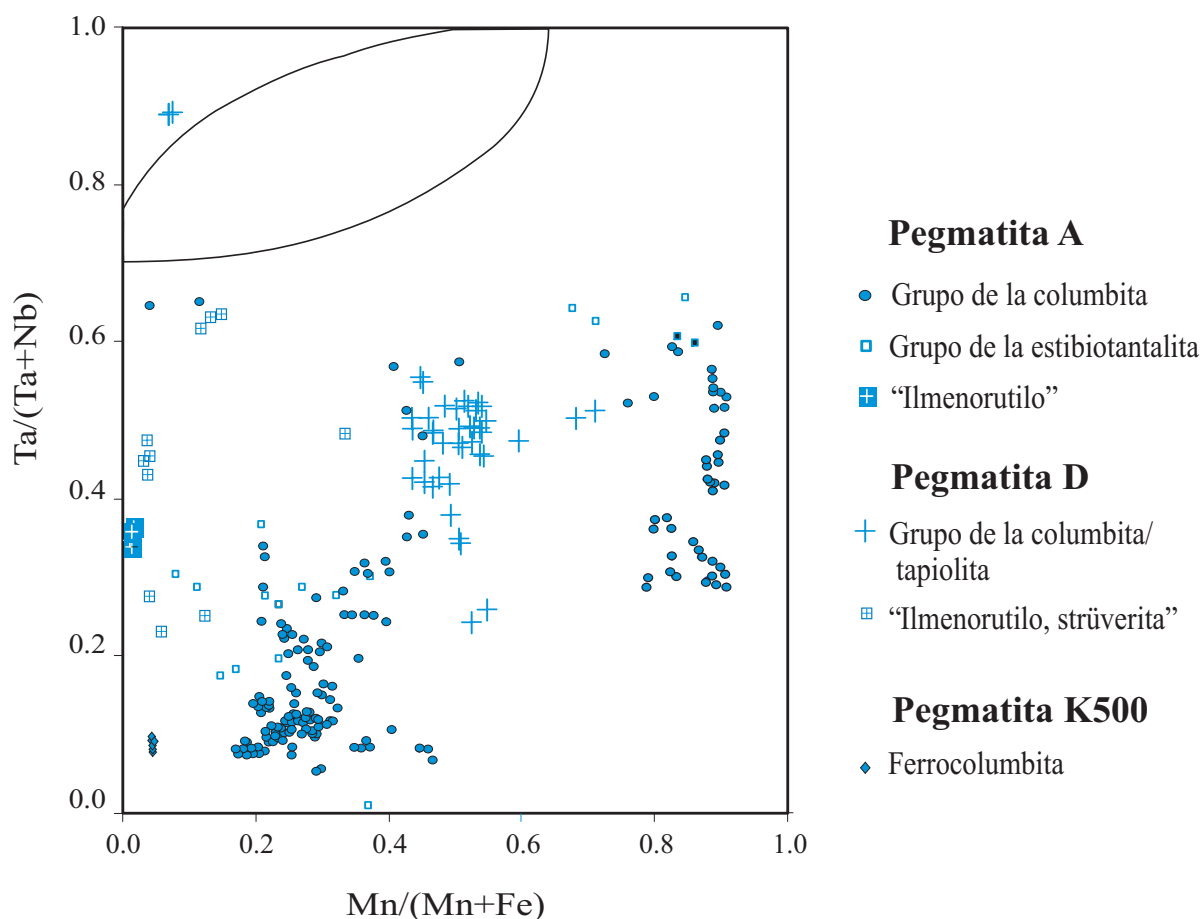


Figura 8.2.30. Representación gráfica de la composición química de los minerales de Nb-Ta en las pegmatitas de tipo IV.

0.09. Contienen entre un 0.8 y 1.2% en peso de TiO_2 y hasta un 0.4% en peso de PbO . Los otros componentes (W, Sn, U, Y, Sb) son muy escasos.

La pegmatita D se caracteriza por presentar una gran variedad en minerales de Nb-Ta. Estos minerales presentan generalmente un tamaño muy pequeño, inferior a $200\mu\text{m}$. Los cristales pertenecientes al grupo de la columbita presentan escasa zonación composicional o un zonado convolucionado moderadamente marcado. La composición generalmente es intermedia tanto en la relación $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ como en la $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$. Pueden presentar hasta un 2.7% en peso de TiO_2 . Otros componentes, como en la pegmatita anterior, son muy bajos.

En la pegmatita A los minerales del grupo de la columbita se encuentran en la primera y segunda zonas intermedias. En esta última llegan a alcanzar tamaños de hasta 5 cm de

longitud. En la primera zona intermedia estos minerales forman cristales idiomórficos no zonados o con una débil zonación, mientras que en la segunda zona intermedia, además de cristales no zonados aparecen en otros casos cristales con una fuerte zonación convolucionada.

La composición de los cristales de ambas zonas se puede comparar en la Figura 8.2.31. En la primera zona intermedia aparecen cristales con una composición muy uniforme respecto a los valores de $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$, de alrededor de 0.2, siendo la de $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ de 0.18, mientras que en otros esta última llega hasta 0.36; en otros casos, se trata de manganocolumbita con relaciones de 0.3 y 0.8, respectivamente. En las proximidades del contacto con la segunda zona intermedia, los cristales presentan un zonado caracterizado por una envoltura rica en Ta en los bordes. En éstos la relación $\text{Ta}/$

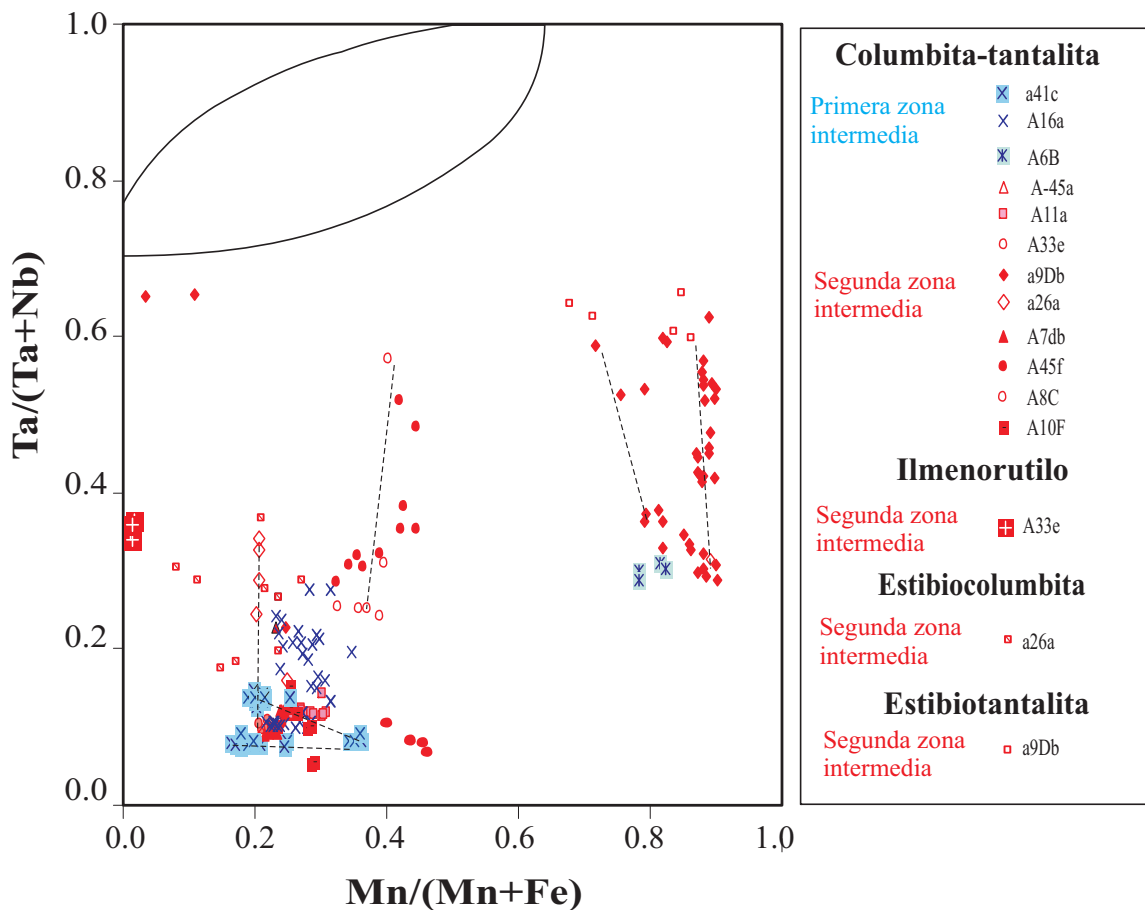


Figura 8.2.31. Representación gráfica de la composición química de los minerales de Nb-Ta en la pegmatita de la mina A, en función de la zona muestreada; se pueden ver las variaciones a nivel de cada cristal.

(Ta+Mn) es de 0.11 a 0.28 y la relación Mn/(Mn+Fe) oscila de 0.23 a 0.35.

Los valores más elevados en Ta/(Ta+Nb) y en Mn/(Mn+Fe) aparecen en cristales de la segunda zona intermedia, ya dentro del campo de la manganotantalita. En esta zona los cristales de Nb-Ta presentan características variadas en cuanto a composición. Se pueden hacer tres grupos:

a) Cristales de ferrocolumbita sin zonación, en los que la composición es regular, pobre en Ta; la relación Ta/(Ta+Nb) es de 0.06 - 0.15 y la de Mn/(Mn+Fe), de 0.21 - 0.30.

b) Cristales con un zonado convolucionado, con composición que va de ferrocolumbita a ferrotantalita; la relación Ta/(Ta+Nb) va de 0.24 a 0.57, y la de Mn/(Mn+Fe) es de 0.34-0.44.

c) Cristales con un zonado convolucionado en las partes centrales y rodeados de un borde con zonado concéntrico oscilatorio, con composición que va de

ferrocolumbita a manganocolumbita; la relación Ta/(Ta+Nb) es de 0.29 a 0.59 y la de Mn/(Mn+Fe), es de 0.72 a 0.89.

Se aprecian en algunos casos crecimientos tardíos de columbita-tantalita, donde las relaciones Ta/(Ta+Nb) y Mn/(Mn+Fe) presentan los valores más elevados, hasta 0.65 y 0.9, respectivamente.

En general, en la figura 8.2.31 se aprecian dos tipos de variaciones:

a) a nivel de cristal, con una tendencia de enriquecimiento de la relación Ta/Nb en los estadios más tardíos, manteniéndose constante la relación Fe/(Fe+Mn).

b) a nivel de zona, con un enriquecimiento simultáneo en las relaciones arriba indicadas, pero especialmente en la de Ta/(Nb+Ta).

En la pegmatita A el TiO₂ tiende a comportarse de forma inversa a la de la relación Ta/(Ta+Nb). Sin embargo, los

minerales del grupo de la columbita de la pegmatita D se caracterizan por contenidos en TiO_2 más elevados que los que sería de esperar por su contenido en Ta.

Los minerales de Nb-Ta en las pegmatitas que presentan una estructura interna zonada, como la pegmatita A, se caracterizan porque al pasar de la primera a la segunda zona intermedia aumenta la complejidad de la mineralogía de sus óxidos de Nb-Ta. Por un lado, en este sentido, aumenta el número de especies minerales, pero también aumenta la complejidad textural, pasando de cristales no zonados o poco zonados en la primera zona intermedia a la abundancia de zonación convolucionada en la segunda zona intermedia. También la composición química se hace más compleja y aumenta el rango de valores en las relaciones $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ y $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$. Los valores más bajos en estas relaciones se hallan en los cristales de la primera zona intermedia.

Otros cristales de esta zona presentan valores de la relaciones $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ y $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ similares a los de la segunda zona intermedia. En estos casos puede presentar zonación composicional o no, siendo frecuente una variación de la relación $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$. Los valores más elevados en las relaciones $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ y $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ se producen en los crecimientos tardíos de columbita-tantalita, donde, además de minerales del grupo de la columbita, aparecen términos de otros grupos, como el del rutilo, estibiotantalita y pirocloro. En estos dos últimos grupos aparece un incremento en la relación $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ respecto a la de la columbita encajante.

En las pegmatitas que no presentan una estructura interna zonada, como las pegmatitas K500 y D, las relaciones $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ y $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ parecen ser más constantes. La pegmatita D se caracteriza por presentar los minerales de la serie de la columbita-tantalita con contenidos relativamente elevados y con pocas variaciones de Mn, pues la relación $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ se acerca a 0.5. Esto podría ser debido a que esta pegmatita presenta elevados contenidos en Ti, lo que hace que junto a la columbita-tantalita, se formen minerales del grupo del rutilo (ilmenorutilo y strüverita), los cuales incorporan preferentemente Fe a su estructura, produciendo un efecto tampón en la relación $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ en

el fluido pegmatítico a partir del que precipitaría la columbita-tantalita.

El elevado contenido en Ti podría ser debido a una contaminación de la roca encajante. Esto ha sido sugerido en otros campos pegmatíticos (ej. Tindle et al., 1998). Esta contaminación tendría un efecto más marcado en la composición de la pegmatita D que en la A puesto que la primera es considerablemente más estrecha. Tindle y Breaks (2000) atribuyen a esta contaminación el elevado contenido en Fe de los minerales de Nb-Ta en algunas pegmatitas de Separation Rapids, Canadá, sin embargo esto no es aplicable en nuestro caso, ya que la relación $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ es más elevada en la pegmatita D que en la mayoría de los óxidos de Nb-Ta de la pegmatita A. Otros componentes de estos minerales, como el Sb y Bi, podrían también haber sido incorporados desde los fluidos más evolucionados.

Grupo del rutilo

El ilmenorutilo aparece en la segunda zona intermedia de la pegmatita A y en la D; en esta última el contenido en la relación $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ es más elevada, llegando en algunos casos a tratarse de strüverita. La relación $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ suele ser muy baja, pero en la pegmatita D puede llegar hasta 0.33.

Grupo de la tapiolita

La tapiolita se ha hallado únicamente en la pegmatita D. Se encuentra formando un grano equidimensional de alrededor de $50\mu\text{m}$. Al igual que la columbita-tantalita de esta pegmatita, esta tapiolita se caracteriza por un elevado contenido en TiO_2 , de 3.88 a 4.12% en peso.

Grupo de la estibiotantalita

La estibiocolumbita y estibiotantalita aparecen en este grupo de pegmatitas en pequeñas vetas reemplazando otros óxidos de

Nb-Ta. Estos minerales se caracterizan por contenidos en Ta más elevados que los óxidos de Nb-Ta a los que reemplazan (Fig. 12), mientras que, a pesar de que presentan contenidos muy bajos en Mn y Fe, su relación Mn/(Mn+Fe) es similar a la de los óxidos de Nb-Ta reemplazados. Este contenido más elevado en Ta es contrario al encontrado en otros lugares, donde los valores de ambos grupos de minerales son similares (Novák 2004). El contenido en Sb_2O_3 varía entre el 40 y 48% en peso. El Y_2O_3 es 2.6-3.4% en peso. El contenido en Bi es muy bajo, menos de un 0.08% en peso de Bi_2O_3 .

Minerales del grupo del pirocloro

Los minerales del grupo del pirocloro se encuentran cortando a los minerales del grupo de la columbita. Aparecen en vetas, formando reemplazamientos irregulares o cristales idiomórficos. Los óxidos presentes que forman parte de este grupo en las pegmatitas de berilo-columbita-fosfato corresponden en su mayoría a términos del subgrupo del pirocloro (figura 8.2.32).

No obstante, también se han reconocido miembros del subgrupo de la microlita. aparecen como cristales incluidos en la tantalita, y además muestran la composición más elevada en Mn/(Mn+Fe) de todo el campo pegmatítico. Se trata de una uranomicroclita con un contenido en UO_2 entre 14.16 y 19.95 en peso. El PbO oscila entre 1.14 y 3.23 en peso. El CaO es 0.98-5.3% en peso y el Na_2O siempre es inferior al 0.5% en peso. Por su parte, el fluor varía entre 0 y 0.56% en peso (véase tablas en anexos), aspecto que sugiere que el F no parece jugar un papel importante en el transporte del Ta en estos estadios finales de la cristalización pegmatítica.

En estas pegmatitas los minerales del subgrupo del pirocloro pueden ser clasificados, según el catión dominante en la posición de elevada coordinación (A), como uranopirocloro, estibiopirocloro o plumbopirocloro (figura 8.2.33). La relación Ta/(Ta+Nb) en todos estos minerales siempre es más elevada que la de la

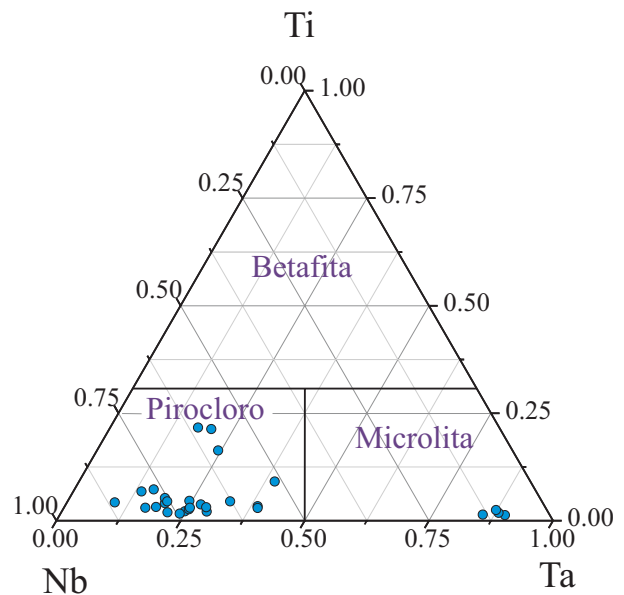


Figura 8.2.32. Representación gráfica de las composiciones químicas de los minerales del grupo del pirocloro de las pegmatitas de tipo IV (pegmatita A) del campo pegmatítico de Giraúl en el diagrama de clasificación del grupo del pirocloro, basado en las proporciones Ti-Nb-Ta. Adaptado de Hogarth (1977).

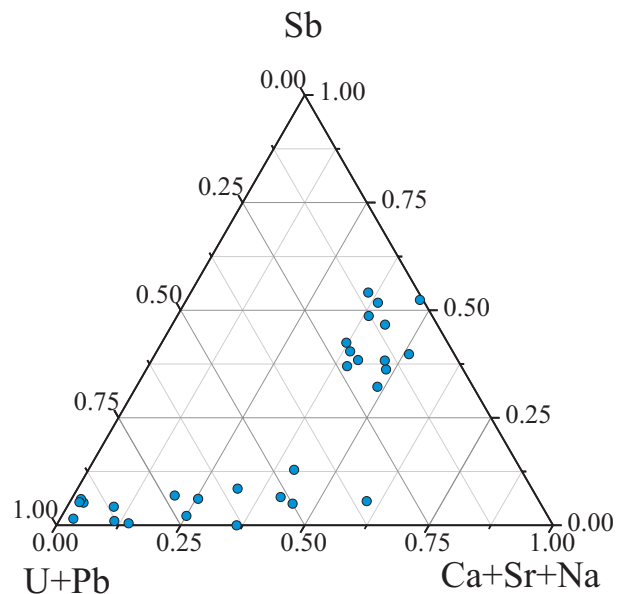


Figura 8.2.33. Representación gráfica de las composiciones químicas de los minerales del grupo del pirocloro de las pegmatitas de tipo IV (pegmatita A) del campo pegmatítico de Giraúl, en función de la ocupación de la posición A..

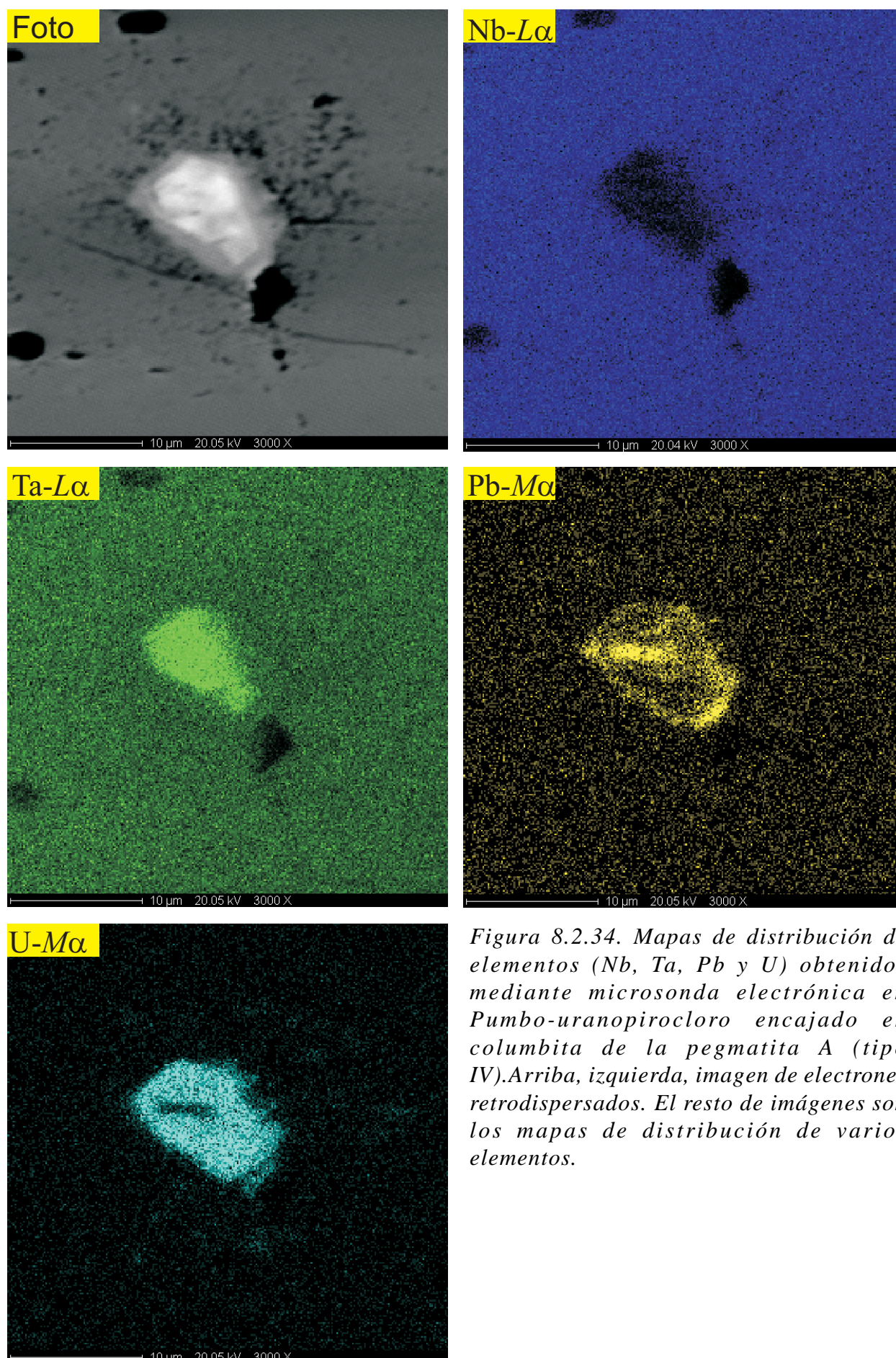


Figura 8.2.34. Mapas de distribución de elementos (Nb, Ta, Pb y U) obtenidos mediante microsonda electrónica en Pumbo-uranopirocloro encajado en columbita de la pegmatita A (tipo IV). Arriba, izquierda, imagen de electrones retrodispersados. El resto de imágenes son los mapas de distribución de varios elementos.

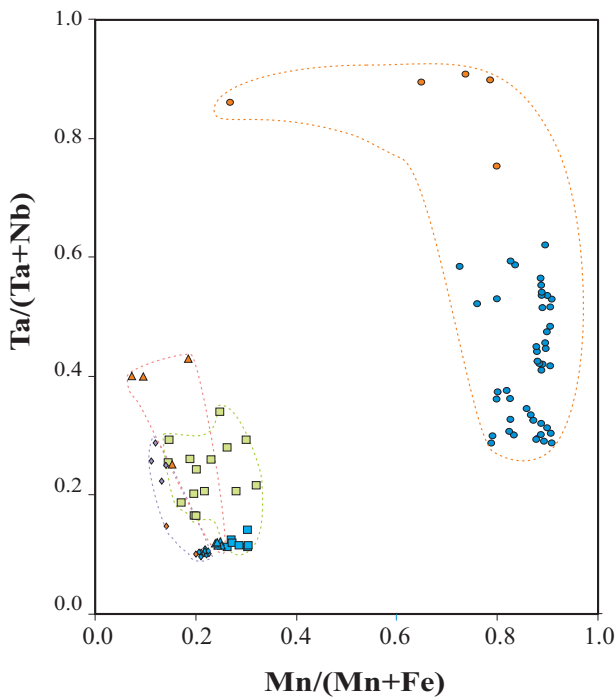


Figura 8.2,35. Cuadrilátero de la columbita donde se pueden comparar las relaciones $Ta/(Ta+Nb)$ y $Mn/(Mn+Fe)$ en minerales del grupo del pirocloro y los del grupo de la columbita en los que se hallan encajados en las pegmatitas de tipo IV. Azul, columbita-tantalita; naranja, uranopirocloro; violeta, plumbopirocloro; verde, estibiopirocloro; los diferentes símbolos corresponden a diferentes cristales.

columbita que es reemplazada por ellos (figuras 8.2.34 y 8.2.35).

En el estibiopirocloro el contenido en U es despreciable, mientras que parece existir una cierta solución sólida entre el uranopirocloro y el plumbopirocloro (figura 8.2.33). El TiO_2 es inferior al 2%, excepto en el plumbopirocloro, donde oscila entre 4.2 y 6.2 % en peso. El Sn, Th y Bi son siempre despreciables. El Y es casi nulo, excepto en el estibiopirocloro, donde llega a 0.5; los elementos de las tierras raras están

ausentes en estos minerales. El Mn y Fe generalmente presentan valores inferiores al 1%, pero en algún caso llegan al 2 y 8 % respectivamente. El CaO y el SrO son muy variables, pudiendo llegar hasta un 2.9% y 3.8% en peso respectivamente. El BaO suele presentar valores inferiores al 0.3% pero en algún caso llega hasta 1.8%. El Na es inferior al 15 %, excepto en el estibiopirocloro, donde llega hasta un 3.7%. El F siempre es inferior al 0.3%, lo que refuerza el criterio de un papel poco relevante de este volátil en el transporte de elementos de tipo HFSE en estos estadios de la cristalización pegmatítica.

Casiterita

La casiterita es un mineral muy poco abundante en estas pegmatitas. Únicamente se han hallado dos cristales en dos pegmatitas de este tipo (A y i4+b). Aparece formando cristales hipidiomórficos de hasta 200 micras. Tanto en las observaciones al microscopio óptico como en el microscopio electrónico con imágenes de electrones retrodispersados (BSE) no se ha observado la presencia de zonación en estos cristales.

El contenido en SnO_2 es elevado, alrededor del 98% en peso (Tabla 9). El Ti es el elemento minoritario más abundante, entre 0.10 y 1.49% en peso de TiO_2 . El Ta_2O_5 puede llegar hasta un 0.99 % (una proporción relativamente baja para una pegmatita, y que no facilitaría su recuperación como subproducto de la extracción de casiterita), mientras que el Nb_2O_5 no excede de 0.37%. El MgO se halla entre el 0.15 y 0.23%; estos valores son relativamente altos en comparación con casiterita de otras pegmatitas donde el Mg está como trazas (Cerný et al., 2004).

9.1. PEGMATITAS DE TIPO V

9.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Las pegmatitas de tipo V son las más evolucionadas que se han localizado en el campo de Giraúl, aunque hasta el presente momento desafortunadamente sólo conocemos un afloramiento de una pegmatita de este tipo en este campo.

Esta pegmatita tipo V, que hemos situado en el mapa de muestreo con la designación de K-100, intruye en una posición muy distal en relación con la zona en la que se ubican los intrusivos graníticos, y está emplazada en rocas esquistosas de grado metamórfico medio (figura 9.1.1).

Se trata de un cuerpo de forma vagamente de dique, de buzamiento subvertical, con una parte norte elongada y la parte opuesta más engrosada, resultando un cuerpo con forma aproximada de gota de agua. La longitud máxima aflorante de este cuerpo no excede los 100 metros, y su anchura máxima aflorante, los 30.

El emplazamiento de este dique es secante en relación a la estratificación de la roca encajante (las series metapelíticas) y a todos los planos de esquistosidad desarrollados sobre dicha roca. Todo ello sugiere un emplazamiento muy tardío de este cuerpo en relación con las fases deformativas. El contacto entre la pegmatita y la roca encajante es neto, aunque existen fenómenos de alteración en el exocontacto (turmalinización, moscovitización).

Se trata de una pegmatita rica en silicatos y fosfatos de Li, y incluso, petalita y polucita, que puede ser catalogada como perteneciente al tipo de pegmatitas de elementos raros, subtipo de petalita. Las pegmatitas de este tipo son interesantes como fuente de elementos raros, si bien la pegmatita K-100 se encuentra en una zona de muy difícil acceso, cosa que dificulta las posibilidades para su explotación en el futuro.



Figura 9.1.1. Afloramientos pegmatíticos en el valle del río Pitau, en la zona de la mina K-100, encajados en series metapelíticas. La fotografía está tomada desde el lado opuesto del barranco, mirando al N. La mina se sitúa en el cerro (se ve la carretera que conduce a la misma). En las pegmatitas cercanas aparentemente no hay mineralización económica.

De hecho, debido a la presencia de mineralización de elementos raros, en esta pegmatita se practicaron ya en los años 1960 algunas labores de exploración, especialmente sobre las unidades ricas en elementos raros, sobre las que se trazó una pequeña trinchera de reconocimiento de unos 20 m de longitud por 1,5 de anchura y escasamente 1,5 m de profundidad.

Por causa de este laboreo minero, a esta pegmatita, ubicada en el barranco de Pitau cerca de su confluencia con el río Giraúl, puede accederse en época seca mediante un camino de tierra apto para vehículo todoterreno, que parte de la cantera de la pegmatita A y que discurre en buena parte de su recorrido a lo largo del barranco de Pitau.

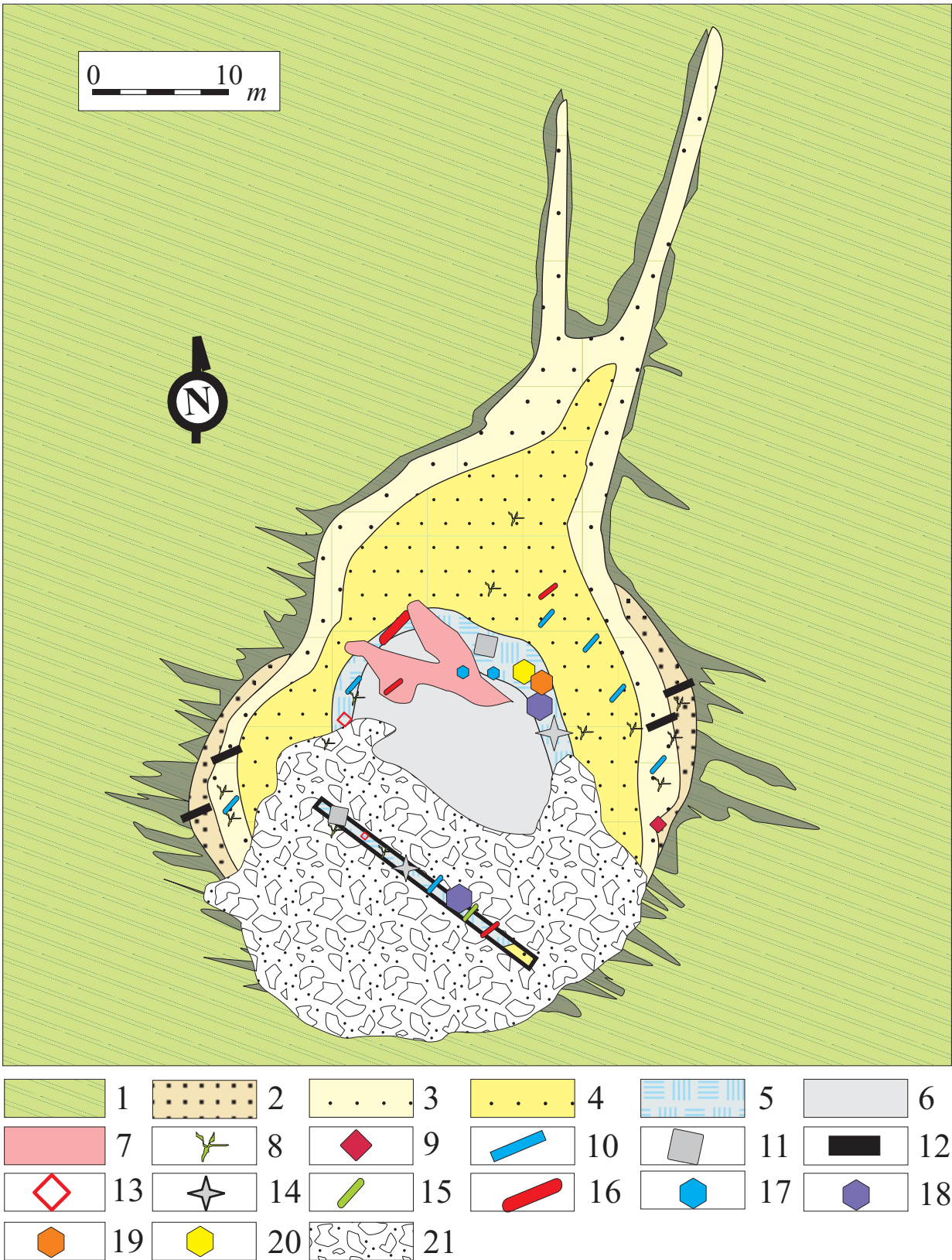


Figura 9.1.2. Cartografía de la pegmatita de tipo V (K-100) de Pitau. Se detalla también la ubicación de algunos minerales (no a escala). 1) encajante metapelítico; 2) zona de borde; 3) primera zona intermedia; 4) segunda zona intermedia; 5) tercera zona intermedia; 6) núcleo de cuarzo; 7) zonas con vetas albíticas bien desarrolladas; 8) moscovita; 9) granate; 10) apatito; 11) espodumena; 12) turmalina; 13) zircón; 14) amblygonita; 15) elbaíta; 16) minerales de Nb-Ta del grupo de la columbita; 17) casiterita; 18) petalita; 19) polucita; 20) zona de exocontacto turmalinizada; 21) escombrera. La trinchera de exploración (líneas de trazo grueso) se desarrolla sobre la III zona intermedia.

9.2. ESTRUCTURA INTERNA Y MINERALOGÍA

La cartografía geológica de detalle realizada en la pegmatita de tipo V nos permitió reconocer las siguientes unidades (figura 9.1.2): zona de borde, zona de pared, primera zona intermedia, segunda zona intermedia, tercera zona intermedia (la más mineralizada en elementos raros), núcleo de cuarzo, que ocupa la parte central de la pegmatita, vetas albíticas y vetas de cuarzo-moscovita (éstas, por su tamaño fino, no se han representado en la cartografía de la figura 9.1.2).

Exocontacto

Se registra una intensa turmalinización y moscovitización, que se extiende hasta algunos decímetros hacia el exterior del contacto con la pegmatita. Estos minerales son de grano fino, de menos de 1 mm de diámetro, y reemplazan a los filosilicatos y al cuarzo de la roca primaria.

Los cristales de moscovita, aunque de pequeño tamaño, pueden llegar a ser poiquiloblásticos (figuras 9.1.3-9.1.4), mientras que la turmalina es más idiomórfica y zonada.

En muchos casos, además, se observa la presencia de cristales de epidota o zoisita en las inmediaciones del exocontacto. Estos cristales son idiomórficos, de hábito prismático corto y, a menudo, de tamaño milimétrico. No presentan zonado ni maclado, y no son poiquiloblásticos; en cambio, acostumbra estar incluidos dentro de la moscovita poiquiloblástica. El color de esta epidota es muy pálido, debido a bajos contenidos en Fe.

Zona de borde

Es la zona que se encuentra en contacto entre el exocontacto y la pegmatita granítica. Esta unidad estructural conforma menos del 1% de la pegmatita. Se trata de una zona de poco espesor, apenas unos milímetros, en unos casos, con cristales muy grandes de moscovita (figura 9.1.5), en otros, con el desarrollo generalizado de sericita acompañada de epidota.

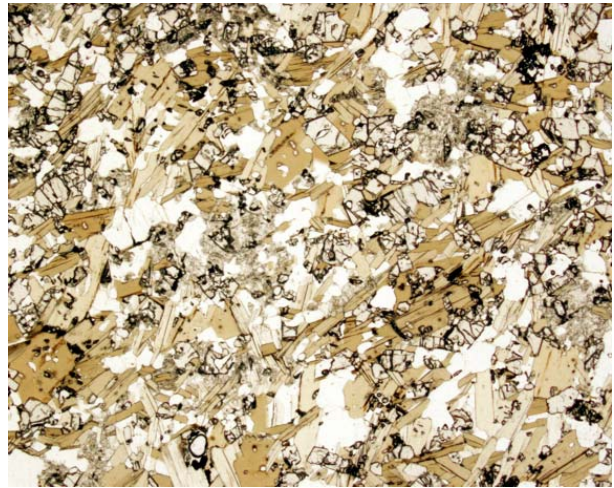


Figura 9.1.3. Esquisto moscovitizado en el exocontacto de la pegmatita V, nótese la moscovita y biotita, así como los cristales de zoisita (relieve alto). Sin analizador; campo, 11,6 mm.



Figura 9.1.4. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Nótese los colores bajos de la zoisita, y los más elevados de las micas; la moscovita incluye epidota. Campo, 11,6 mm.



Figura 9.1.5. Cristales hipidiomórficos de moscovita de grandes dimensiones en la zona de borde de la pegmatita de tipo V.



Figura 9.16. Detalle de la parte externa de la zona de borde, con restos de epidota. Sin analizador. Campo, 11.6 mm.



Figura 9.1.7. La imagen anterior en nícoles cruzados.



Figura 9.1.8. Detalle del reemplazamiento más interno en la zona de borde (ángulo superior derecho de la imagen) hacia el exocontacto (ángulo inferior izquierdo de la imagen). Nótese la desaparición de la biotita y del cuarzo en la zona de borde. Sin analizador. Campo, 11.6 mm.

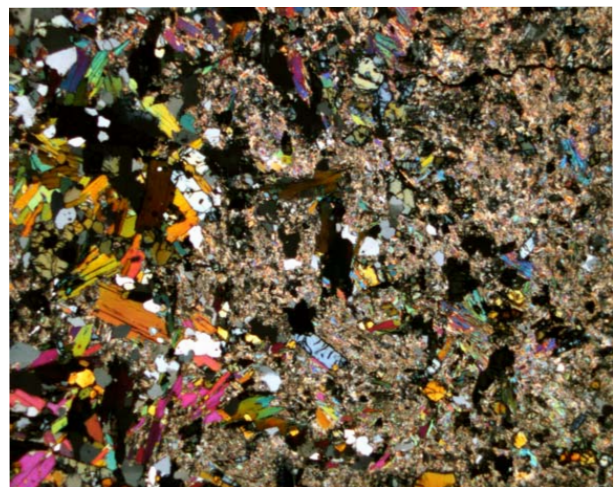


Figura 9.1.9. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Nótese la desaparición del cuarzo, moscovita fanerocrystalina, biotita y epidota hacia la zona de borde, donde sólo se reconoce moscovita criptocrystalina (variedad sericita).

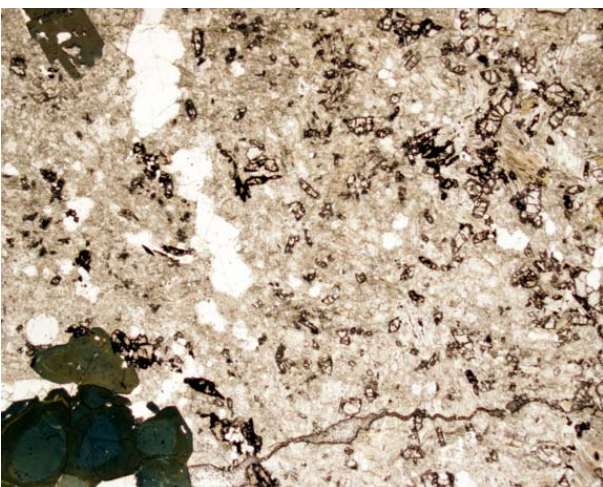


Figura 9.1.10. Detalle de la parte más interna de la zona de borde, gradando hacia turmalina. Sin analizador; campo, 11,6 mm.



Figura 9.1.11. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

En el caso de que la moscovita aparezca en cristales de mayor tamaño, viene acompañada de agregados de grano más fino de cuarzo y albita. La moscovita (figura 9.1.5) aparece en cristales hipidiomórficos de hábito tabular, que alcanzan una longitud de unos 15 cm y un grosor de hasta 5 cm; su color es plateado en esta unidad. En ocasiones se distinguen pequeños cristales de granate de color rojizo.

La sericitización es mucho más intensa en la parte más interna de la zona de borde, pero disminuye de forma progresiva en unos pocos milímetros hacia el encajante, a la vez que se incrementan los minerales típicamente metamórficos. A la vez, en la zona de borde sericitizada se produce una desilicificación, con la desaparición del cuarzo del encajante, que se ve reemplazado por sericita (figuras 9.1.5-9.1.9).

En la parte más interna de la zona de borde, y hasta una distancia de muy pocos milímetros hacia el interior de la pegmatita, aparecen cristales de turmalina muy ricos en Fe, de vistoso pleocroísmo en tonos oscuros, y vívidamente zonados, con zonado concéntrico. Los cristales, inicialmente de pocos milímetros y dirigidos paralelamente al contacto, pasan hacia el interior de la pegmatita a estar orientados perpendicularmente al mismo, a veces incluso desarrollando agregados radiales, y aumentando progresivamente de tamaño, a medida que se avanza hacia la zona de pared (figura 9.1.10 y 9.1.11).

Finalmente, en no pocos casos se da el desarrollo de cristales de apatito en las zonas ricas en turmalina o incluso en el exocontacto (apatitización). Estos cristales de apatito son de tamaño fino (menos de 100 micras de diámetro), y son idiomórficos, de hábito prismático largo; son incoloros y no están zonados (figura 9.1.12).

Zona de pared

La zona de pared representa una zona de transición desde la zona de borde hacia la primera zona intermedia, y está constituida en su parte más externa por cristales de turmalina negra en muestra de mano, pero en lámina delgada zonada, con un núcleo azul y una periferia verde (figuras 9.1.13 y 9.1.14); la turmalina está asociada con cuarzo, albita, microclina y moscovita.

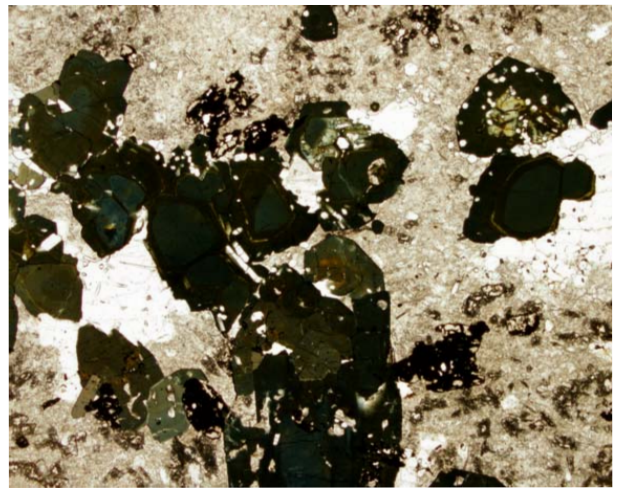


Figura 9.1.12. Cristales de turmalina incluyendo apatito, en la zona más interna de las facies de borde. Sin analizador. Campo, 11.6 mm.

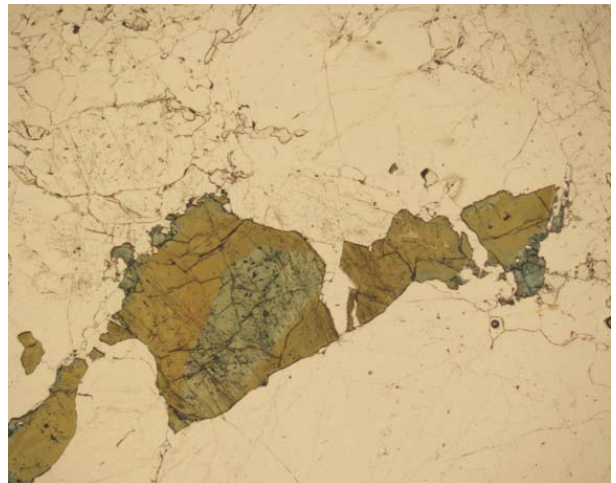


Figura 9.1.13. Detalle de la turmalina zonada de la zona de pared, en asociación con cuarzo y albita; sin analizador. Campo, 11,6 mm.

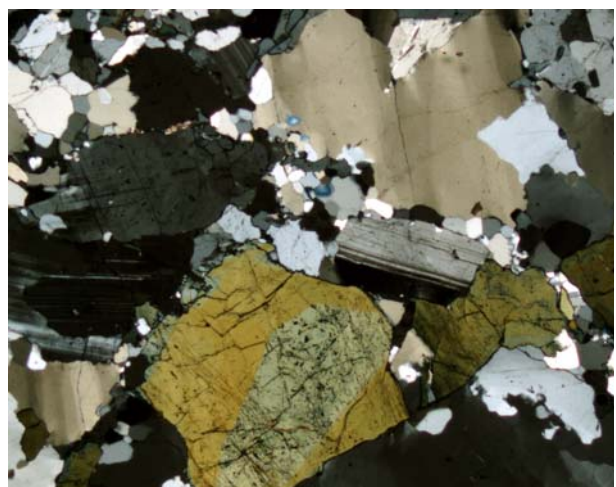


Figura 9.1.14. La imagen anterior, en nícoles cruzados. Nótese el maclado polisintético en la albita; el cuarzo tiene extinción ondulante.

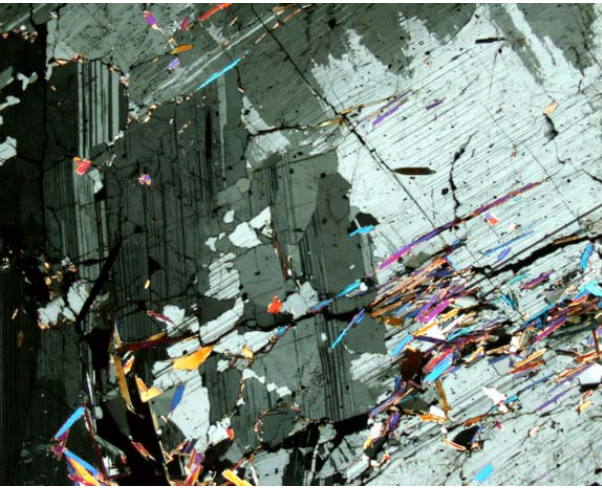


Figura 9.1.15. Cristales de albita con reemplazamientos de moscovita, en nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

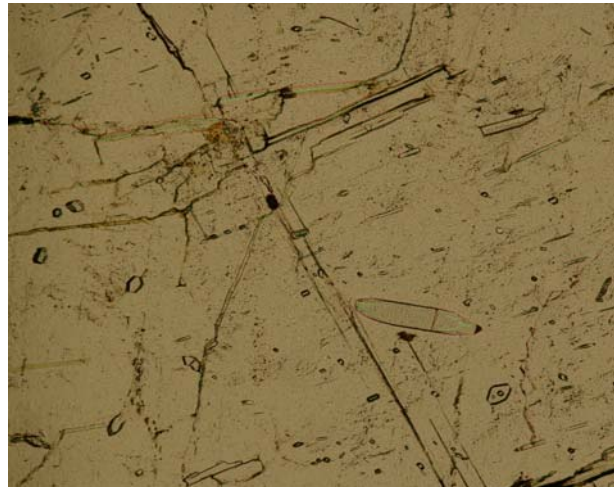


Figura 9.1.16. Cristales de albita con inclusiones de apatitoa; sin analizador. Campo, 5,8 mm.



Figura 9.1.17. Cristal esquelético de turmalina entre cuarzo; a la derecha se aprecia un cristal de moscovita. Sin analizador. Campo, 11.6 mm.



Figura 9.1.18. Zonado de un cristal de turmalina de la primera zona intermedia, incluido en cuarzo. Sin analizador. Campo, 5,8 mm.

Primera zona intermedia

Es una zona de textura granuda, con tamaño de grano medio a grueso. Su espesor es relativamente reducido en esta pegmatita, del orden de 1 m. La transición desde la primera zona intermedia a la segunda zona intermedia es progresiva, marcada por un aumento significativo del tamaño de los cristales hacia la segunda unidad intermedia.

La primera zona intermedia conforma alrededor del 20% de la pegmatita y está compuesta, principalmente, por agregados de

albita blanca, microclina, cuarzo y moscovita amarillenta.

Cuarzo: es alotriomórfico, y está intercrecido con los feldespatos. Su tamaño de grano varía de milimétrico a centimétrico.

Albita: es el feldespato dominante. En muestra de mano es blanca, con aspecto sacaroide. Se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de hábito tabular; el tamaño medio es de orden centimétrico. Como en el caso de otras pegmatitas evolucionadas, se reconocen dos generaciones de

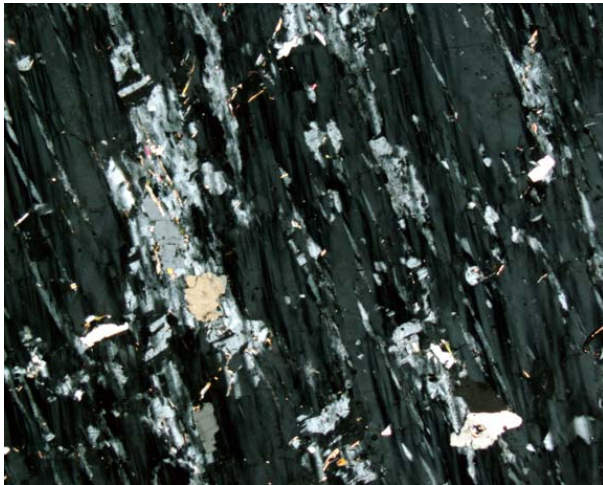


Figura 9.1.19. Cristales de microclina *perítica*, en *nícoles* cruzados. Campo, 11,6 mm.



Figura 9.1.20. Zonado en cristales *esqueléticos* de *turmalina*. Sin *analizador*. Campo, 11,6 mm..

albita en estas pegmatitas: la primera, habría formado cristales *idiomórficos* de *crystalización* precoz inicialmente englobados por cristales de *feldespato* potásico; la segunda generación se produce en estadios tardíos de *crystalización* de la pegmatita, mediante la *albitización* parcial o total del *feldespato* potásico.

Microclina: en muestra de mano es de color grisclaro; la *microclina* se encuentra en forma de cristales *alotriomórficos* de tamaño medio, de orden centimétrico. Presenta las típicas *maclas* en forma de *parrilla*. A menudo se encuentra *albitizada*.

Moscovita: en muestra de mano es de color amarillento; se encuentra en forma de cristales *alargados* *alotriomórficos*, de tamaño superior a 5 cm aproximadamente.

Chorlo-elbaíta: el *chorlo* se presenta en cristales *idiomórficos* de hábito *prismático*, con color negro en muestra de mano y verde-azul en *lámina* delgada; a menudo son *esqueléticos* (figuras 9.1.17-9.1.18). El tamaño de grano oscila desde el orden milimétrico hasta 2 centímetros, aproximadamente. Presenta *zonación* *concéntrica*.

Segunda zona intermedia

Esta unidad tiene un espesor de 10- 20 m, y se diferencia de la anterior por un incremento significativo en el tamaño de grano de los cristales,

que pasa a ser centimétrico. La segunda zona intermedia conforma aproximadamente el 20 % de la superficie de afloramiento de la pegmatita. Está compuesta, principalmente, por *albita* y, en menor medida, *microclina* y *cuarzo*, con cantidades accesorias de *moscovita* y *turmalina* (figuras 9.1.19-9.1.20).

La transición desde la segunda zona intermedia a la tercera zona intermedia es progresiva; y está marcada por un aumento significativo del tamaño de los cristales, que *grada* hacia la tercera zona intermedia.

Cuarzo: es *alotriomórfico*, de grano muy grueso, generalmente centimétrico.

Albita: es el *feldespato* más abundante. En muestra de mano es blanca y se encuentra en forma de cristales *hipidiomórficos* de hábito *prismático*, de tamaño medio de orden centimétrico a decimétrico. En esta unidad, similarmente a lo que acontece en la primera zona intermedia, también se reconocen dos generaciones de cristales de *albita*, una *primaria* reemplazada por *microclina* y otra *secundaria*, que reemplaza a la *microclina*. En el caso de la segunda zona intermedia, el tamaño de los cristales de *albita* es mayor en cada uno de los casos. Nunca se ve *zonada*; presenta el *maclado* típico según la ley de la *albita*.

Microclina: en muestra de mano es de color grisclaro y al *microscopio* se ve *límpida*; la *microclina* se encuentra en forma de cristales *hipidiomórficos*

de hábito prismático. El tamaño de grano es grueso a muy grueso, de orden centimétrico a decimétrico. Presenta el característico maclado en parrilla y pertitas en venas.

Moscovita: en muestra de mano es de color amarillento; se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de hábito tabular, de tamaño medio superior a 5 centímetros.

Tercera zona intermedia

La tercera zona intermedia conforma cerca del 30% del afloramiento de la pegmatita, y en ella los cristales de sus minerales alcanzan dimensiones gigantes, en el orden de algunos metros. Esta unidad está compuesta, principalmente, por cristales de albita y cuarzo, con abundantes minerales de litio: fosfatos (ambligonita y montebrasita), micas (moscovita lítica y lepidolita), piroxenos (espodumena, figura 9.1.21) y petalita. Además, contiene abundantes minerales de Nb-Ta (columbita-tantalita) y Sn (casiterita). Por consiguiente, es una de las unidades más importantes de la pegmatita visto desde un punto de vista económico, y sobre ella se practicó la trinchera de exploración.

Cuarzo: se distingue diversas generaciones de cuarzo; la primera es de grano grueso, y está intercrecida con los feldespatos. La segunda está asociada con espodumena que retrograda a petalita, y es de grano muy fino.

Albita: es el feldespato más abundante. En muestra de mano es de color blanco. Se encuentra como cristales hipidiomórficos de hábito vagamente tabular, de tamaño grueso, del orden de 10-50 centímetros (figura 9.1.22).

Microclina: en muestra de mano es de color gris-claro; la microclina se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de hábito prismático de tamaño decimétrico, pero es rara en esta unidad, probablemente debido a su reemplazamiento acusado por albita.

Petalita: forma cristales alotriomórficos, de dimensiones variables, desde centimétricos a



Figura 9.1.21. Cristales hipidiomórficos de espodumena de grandes dimensiones en la tercera zona intermedia de la pegmatita de tipo V.



Figura 9.1.22. Cristales hipidiomórficos de albita de grandes dimensiones (blanco), intercrecidos con cuarzo (gris) en la tercera zona intermedia de la pegmatita de tipo V.



Figura 9.1.23. Cristales hipidiomórficos de albita reemplazando espodumena a partir de las exfoliaciones de la misma, en la tercera zona intermedia.



Figura 9.1.24. Simplectitas de espodumena y cuarzo pseudomorfizando petalita. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



Figura 9.1.25. La imagen anterior en nícoles cruzados.



Figura 9.1.26. Otro detalle de los reemplazamientos. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



Figura 9.1.27. La imagen anterior, en nícoles cruzados.

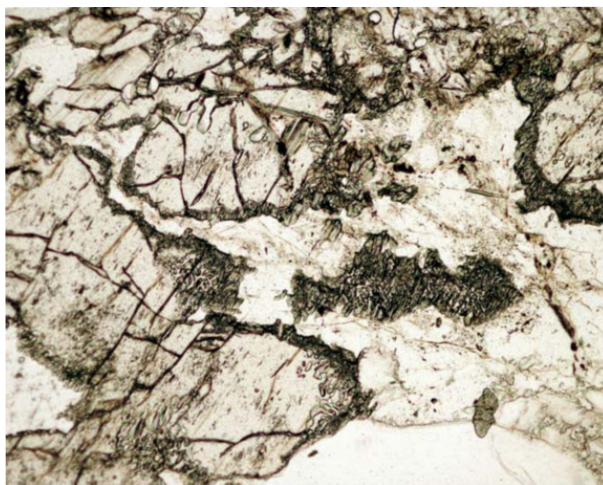


Figura 9.1.28. Detalle con mayor aumento, sin analizador. Campo, 5,8 mm.

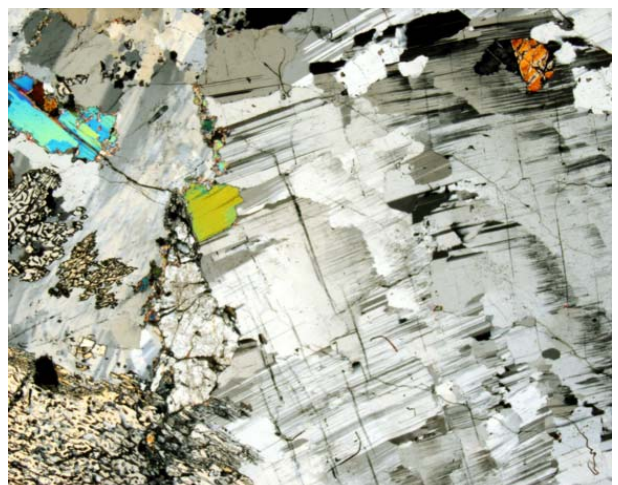


Figura 9.1.29. Otro detalle del reemplazamiento; en el ángulo superior derecho hay un cristal idiomórfico de montebrasita. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

decimétricos, de color blanco y vagamente exfoliables. En lámina delgada se ve muy reemplazada por asociaciones simplectíticas de cuarzo y espodumena. Es relativamente común en esta pegmatita, aunque es de difícil localización debido a su similitud con el cuarzo o feldespatos.

Espodumena: Se reconocen dos texturas de espodumena. La primera es de color verde muy pálido, casi blancuzco, que se encuentra en forma de cristales idiomórficos de hábito prismático largo, de tamaño medio superior a 20 centímetros, y que de ordinario alcanzan los 2 m de longitud y hasta 40 cm de anchura (figura 9.1.23). Esta espodumena se ve a menudo parcialmente reemplazada según cualquier discontinuidad de los cristales (bordes de grano, exfoliaciones o fracturas). En estas vetillas cristalizan montebrasita y eucriptita, así como elbaita, cuarzo y micas ricas en Li (moscovita lítica y lepidolita). La segunda textura de espodumena es de grano mucho más fino, escasamente centimétrica, es hipidiomórfica y forma crecimientos simplectíticos con cuarzo que reemplazan a la petalita (figuras 9.1.24-9.1.29). Su color es blanco, y se encuentra alterada a las mismas asociaciones minerales arriba descritas.

Moscovita: cabe señalar que en esta zona se reconocen al menos dos generaciones de este mineral. La más temprana y más común es también la de mayores dimensiones (figura 9.1.30), con tamaño medio en el orden centimétrico, aunque pueden alcanzar dimensiones mayores. En muestra de mano es de color muy amarillento; y se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de hábito tabular. La segunda generación es de grano mucho más fino, con tamaños inframilimétricos, y generalmente aparece como variedad sericita; esta generación puede pseudomorfizar feldespatos o constituir relleno de vetas.

Elbaita: probablemente existen varias generaciones de este mineral, independientemente de las zonaciones. Una generación claramente es tardía, pues reemplaza a la espodumena a partir de las superficies de exfoliación (figura 9.1.32-9.1.33). Las otras podrían ser



Figura 9.1.30 Cristales hipidiomórficos de moscovita de grandes dimensiones en la zona de borde de la pegmatita de tipo V.



Figura 9.1.31. Elbaita reemplazando espodumena en las vetas equivalentes a la figura 9.1.23. Sin analizador. Campo, 11,6 mm.



Figura 9.1.32. Elbaita reemplazando un gran cristal de espodumena en fracturas de este cristal. Sin analizador. Campo, 11.6 mm.

primarias, y presentan un crecimiento zonal muy claro, con núcleos azul pálido, zona media verde-oliváceo y periferia incolora. Ambas generaciones presentan tamaño de grano centimétrico.

Montebrasita-Ambligonita: es muy común en esta unidad, en la que forma grandes cristales de 10-30 cm de diámetro, generalmente idiomórficos (figura 9.1.33). Es más común de lo que aparenta, pues su coloración blanca y exfoliación la asemejan a la albita, de la que se diferencia con dificultad por la dureza; en lámina delgada la diferenciación es más fácil pues es mucho más birefringente y presenta maclado polisintético en diferentes orientaciones.

Columbita: los minerales del grupo de la columbita-tantalita son muy comunes en esta unidad, en la que forman cristales idiomórficos, de hábito tabular elongado. Casi siempre estos cristales son de tamaño en el rango 2-5 centímetros. Como en las pegmatitas de tipo IV, estos cristales presentan una compleja zonación parcheada (figura 9.1.34), con abundantes reemplazamientos muy complejos, casi siempre por fases más tardías ricas en Ta. Por otra parte, se encuentran fracturados y reemplazados por generaciones de otros minerales de Nb-Ta y casiterita (figura 9.1.35).

Microlita: es un mineral raro en esta pegmatita, habiendo sido identificado únicamente como un producto de reemplazamiento tardío de los minerales del grupo de la columbita, en los que forma el relleno de pequeñas vetillas de pocas micras de anchura (figura 9.1.34 y 9.1.3), en las que se asocia de forma simplectítica con otros minerales pobres en Ta. Sus granos son casi siempre completamente alotriomórficos, de aspecto redondeado, aunque en ocasiones llega a presentar formas idiomórficas, que corresponden a secciones de octaedros.

Casiterita: es un mineral muy común en esta unidad. Se encuentra en forma de cristales idiomórficos, en los que es común el presentarse maclados en la típica macla en pico

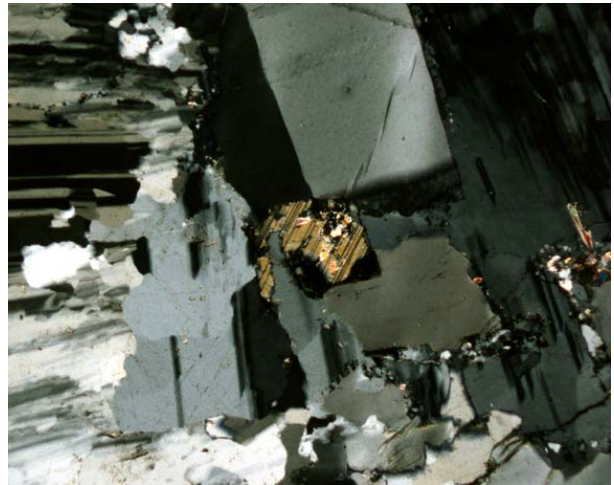


Figura 9.1.33. Cristal idiomórfico maclado de montebrasita, asociado a albita y cuarzo. Nícoles cruzados. Campo, 5,8 mm.

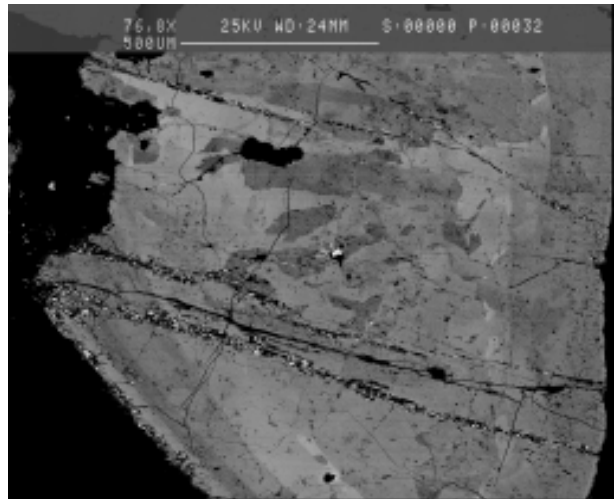


Figura 9.1.34. Cristales de columbita, con zonado complejo, cortados por vetillas ricas en microlita (blanco). Microscopio electrónico, imagen de electrones retrodispersados.

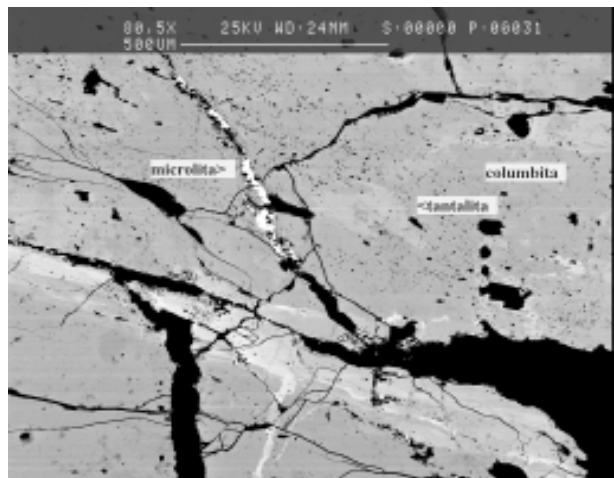


Figura 9.1.35. Cristales de columbita reemplazados por términos ricos en Ta de la serie columbita-tantalita y por microlita. Imagen de electrones retrodispersados.

de estaño. Es de color marronáceo en lámina delgada, indicando un contenido acusado en hierro. El tamaño de grano es siempre fino, de menos de 2 mm (figura 9.1.36).

Circón: es un mineral común en esta pegmatita, aunque casi siempre de grano muy fino. Aparece en forma de cristales idiomórficos constituidos por formas de prisma tetragonal y bipirámide tetragonal, a menudo corroídos, incluidos dentro de otros minerales, como la columbita-tantalita. Los cristales mayores alcanzan algo más de 100 micras, aunque a menudo se encuentra en cristales inferiores a 1 micra, sólo distinguibles por sus aureolas radioactivas cuando están incluidos en filossilicatos con una pequeña cantidad de hierro. Presenta zonación concéntrica, aunque muy distorsionada por alteración, pues este mineral se encuentra casi siempre muy metamictizado (figura 9.1.37), lo que dificulta sus posibilidades para ser utilizado en datación.

Núcleo

Está bien desarrollado en esta pegmatita, y su radio es de unos 15 m. No obstante, se encuentra reemplazado en algunos sectores por vetas albíticas, con una orientación muy irregular; el reemplazamiento en algunos puntos llega a ser muy generalizado, tanto, que llega a tomar el aspecto de una zona intermedia (figura 9.1.38). Se compone exclusivamente de cuarzo alotriomórfico, poligranular y tensionado.

Vetas albíticas

Son comunes en las zonas cercanas al núcleo de la pegmatita, al cual llegan a atravesar en un enjambre de pequeñas vetillas; otros reemplazamientos se dan en las zonas intermedias. La proporción de albita en esta unidad acostumbra a superar el 70%, pero casi siempre se reconocen cantidades variables de minerales accesorios ricos en elementos raros (elbaíta, lepidolita, casiterita, tantalita).



Figura 9.1.36. Cristales hipidiomórficos de casiterita y tantalita cortando un cristal de columbita en la tercera zona intermedia. Imagen de electrones retrodispersados.

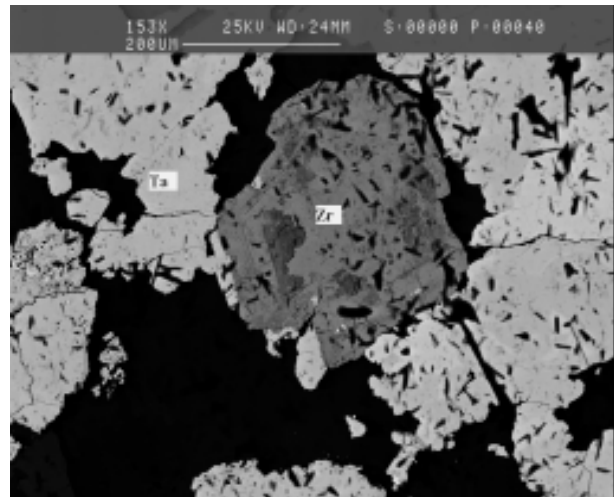


Figura 9.1.37. Cristales idiomórficos de zircón metamictizado dentro de columbita. A destacar su zonación y alteración. Imagen de electrones retrodispersados.



Figura 9.1.39. Vetas irregulares de albita (zonas de colores blanco-anaranjados) cortando al núcleo de cuarzo (zonas de color grisáceo).

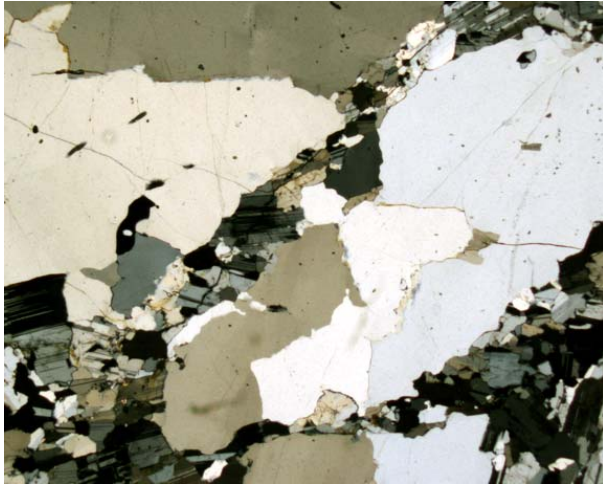


Figura 9.1.40. Vetas de albitita, en cristales hipidiomórficos tabulares, cortando el núcleo de cuarzo. Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

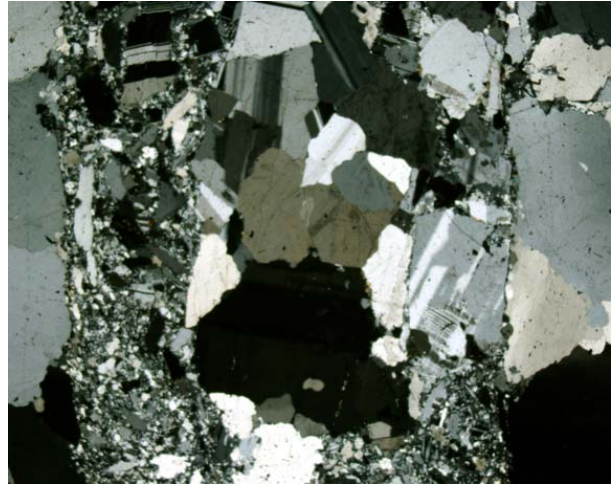


Figura 9.1.41. Otro detalle del mismo tipo de secuencia, también en nículos cruzados. Campo, 11,6 mm.

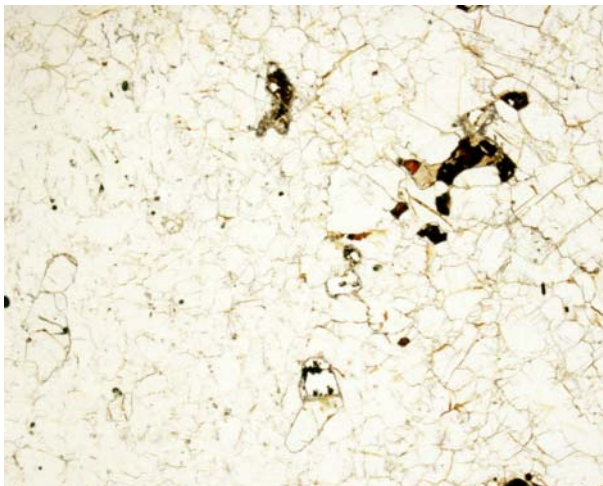


Figura 9.1.42. Otro detalle de las vetas albíticas, con algunos cristales de apatito. Sin analizador. Campo, 5,8 mm.



Figura 9.1.43. Detalle de la asociación anterior en nículos cruzados. A destacar el hábito de la albita y su dominio dentro de las vetas.

Albita: se presenta en cristales hipidiomórficos, de hábito prismático corto con un cierto hábito tabular. Es de color blanco níveo, y forma las típicas masas de aspecto azucarado. Sus cristales tienen tamaño de grano fino (unos 2-5 mm), y por lo común se presentan con la macla polisintética según la ley de la albita. Estos cristales no están nunca zonados (figuras 9.1.40-9.1.43).

Cuarzo: se encuentra en proporciones muy bajas en esta unidad; es alotriomórfico y de aspecto translúcido. Se encuentra en agregados granulares, con bordes curvos que forman puntos triples entre sí y con la albita por lo que se trata de cuarzo contemporáneo con albita, y no de

cuarzo restítico no asimilado por los fluidos que formaron las vetas albíticas.

Elbaíta: se presenta en cristales hipidiomórficos, de hábito prismático largo pero ligeramente redondeados, con textura de puntos triples con el cuarzo y la albita. Es de color verde en muestra de mano e incolora en lámina delgada. No se aprecia zonación ópticamente. Sus cristales alcanzan 1-2 cm en esta unidad.

Casiterita: forma cristales idiomórficos, relativamente comunes en esta unidad pero de tamaño casi siempre muy fino (1-2 mm). Son



Figura 9.1.44. Casiterita maclada en las vetas albíticas. Sin analizador; campo, 5,8 mm.



Figura 9.1.45. La imagen anterior, en nicoles cruzados.

de color negro en muestra de mano y de color pardo en lámina delgada. A menudo presentan el característico maclado simple (figuras 9.1.44-9.1.45). No se distingue zonación en estos cristales.

Tantalita: como la casiterita, es común en estas unidades de la pegmatita, aunque algo menos que la casiterita. Forma cristales idiomórficos de tamaño casi siempre muy fino (1-2 mm). Son de color negro en muestra de mano y de color rojizo en lámina delgada. No se aprecia zonación en ellos.

Fosfatos secundarios: en las muestras analizadas reemplazan completamente a un fosfato primario indeterminado, probablemente un fosfato de la asociación Ca-Fe-Mn. Este fosfato primario aparecería en cristales alotriomórficos redondeados, o en agregados granulares con cuarzo y albita, formando texturas de equilibrio con bordes curvos y puntos triples. Los cristales de fosfato son de grano muy fino, unas 500 micras de diámetro.

Vetas de cuarzo-moscovita

Están compuestas por cuarzo y moscovita, que se encuentran en proporciones variables entre sí. Son unidades de grano fino a medio, que cortan al resto de unidades y que

están muy extendidas en esta pegmatita, aunque su anchura es pequeña y a menudo difícil de apreciar a simple vista. Otros minerales accesorios son afines a los citados en las vetas albíticas. Los cuerpos feldespáticos cortados por estas vetas presentan un cierto grado de reemplazamiento por sericita, especialmente en los bordes de grano.

Cuarzo: como en otras unidades afines, es alotriomórfico, de formación a menudo tardía en la veta. Es incoloro.

Moscovita: Es el mineral más característico de la unidad. Se presenta en cristales hipidiomórficos, de hábito tabular. Son incoloros o de tonos amarillento-verdosos en muestra de mano, aunque al microscopio son incoloros o con un suave tono marronoso. A diferencia de los cristales de moscovita de vetas en otros tipos de pegmatitas, estos cristales son ricos en Li y presentan un zonado muy característico (figuras 9.1.46-9.1.51, con la parte externa de los cristales muy rica en Rb y Cs. Por otra parte, cabe destacar que este zonado no es concéntrico sino que sugiere que se debe a procesos de reemplazamiento en bordes de grano o sobrecrecimientos. Este zonado produce, en nicoles cruzados, una alta variación en los colores de interferencia del mineral (figuras . Por otra parte, los cristales muy a menudo están maclados.

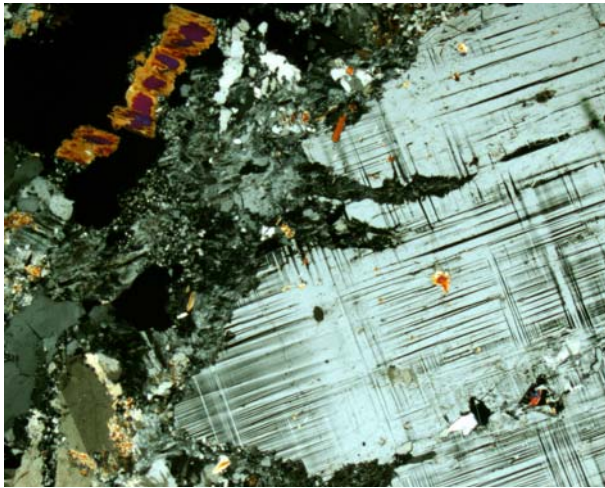


Figura 9.1.46. Cristales de microclina de la segunda zona intermedia, reemplazados por vetas de cuarzo-moscovita, ésta, zonada, Nícoles cruzados. Campo, 11,6 mm.

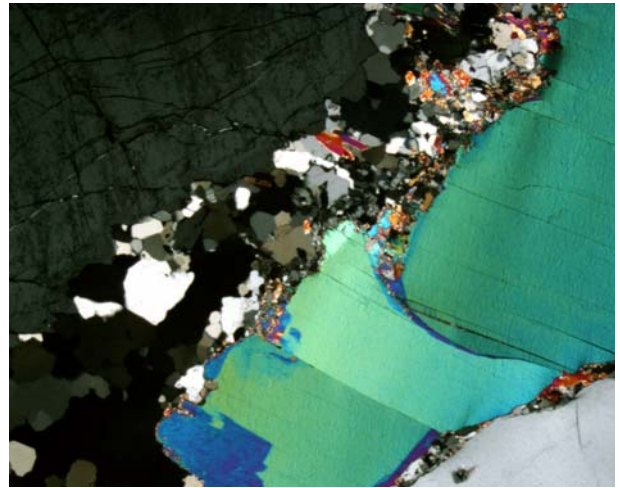


Figura 9.1.47. Detalle de la una veta de cuarzo-moscovita, con esta última zonada en los bordes. Nícoles cruzados. Campo, 2,4 mm.

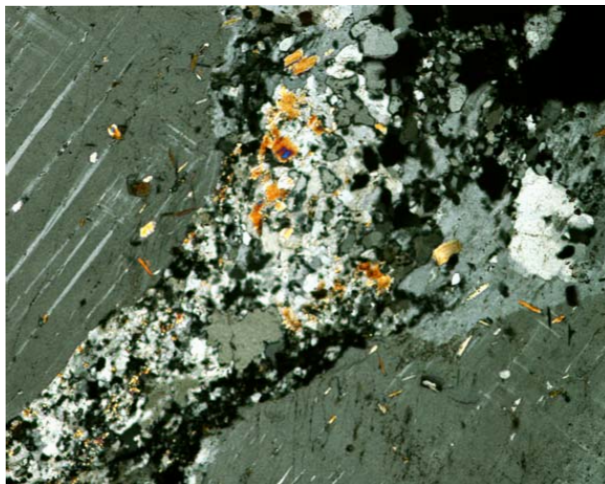


Figura 9.1.48. Vetas de cuarzo-moscovita, con apatito, cortando microclina en la segunda zona intermedia. Nícoles cruzados. Campo, 11.6 mm.

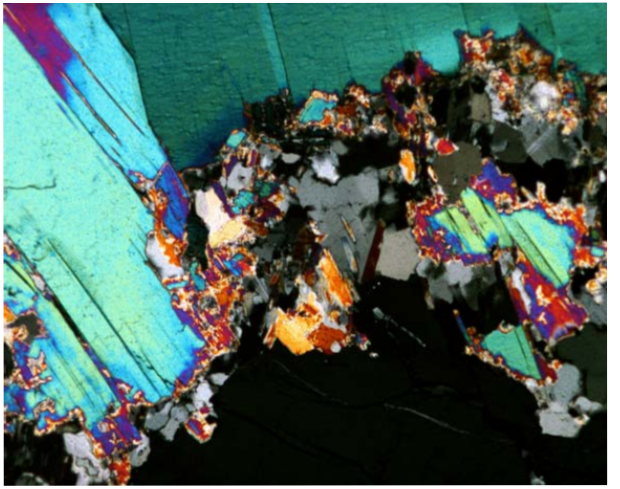


Figura 9.1.49. Otro detalle de los cristales de moscovita zonados. Nícoles cruzados. Campo, 5,8 mm.



Figura 9.1.50. Veta de cuarzo-moscovita con casiterita (relieve muy alto, oscura) cortando turmalina azulada en la segunda zona intermedia. Sin analizador. Campo, 5,8 mm.

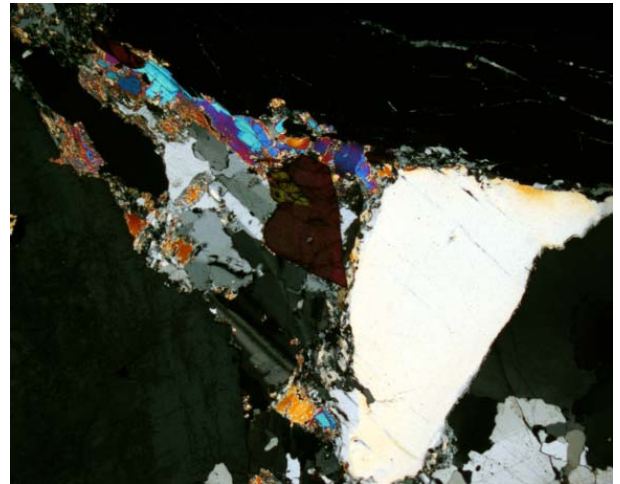


Figura 9.1.51. Detalle de la imagen anterior, en nícoles cruzados.

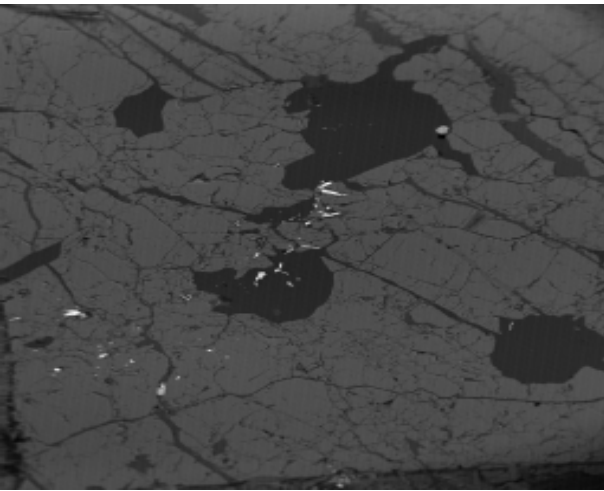


Figura 9.1.52. Nanpingita (brillante) reemplazando microclina. Imagen de SEM, modo BSE. Campo, 11.6 mm.

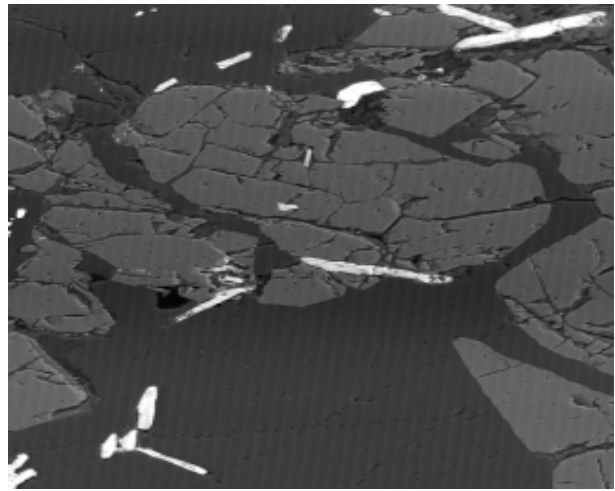


Figura 9.1.53. Detalle de la imagen anterior; campo 300 micras.

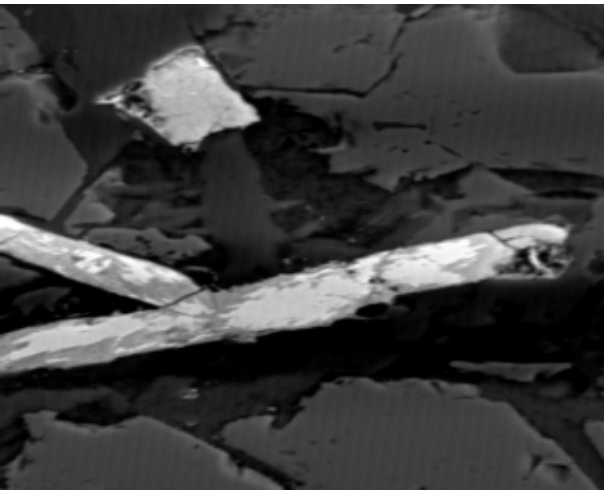


Figura 9.1.54. Detalle de la zona anterior; las zonas más oscuras en la nanpingita son debidas a irregularidades por mal pulido. Campo, 100 micras. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados (SEM-BSE).

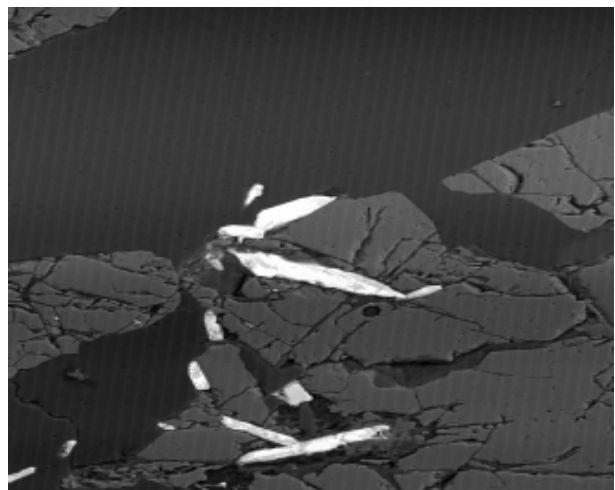


Figura 9.1.55. Otro detalle de los cristales anteriores; nótese la exfoliación en los cristales de nanpingita. Campo, 300 micras. Imagen de microscopio electrónico, modo de electrones retrodispersados (SEM-BSE).

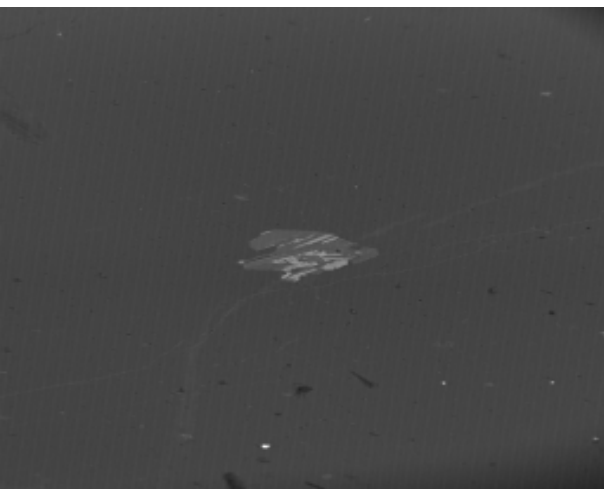


Figura 9.1.56. Cristales de nanpingita (brillante) reemplazando moscovita (gris claro) en cuarzo. Campo, 100 micras. Imagen de SEM-BSE.

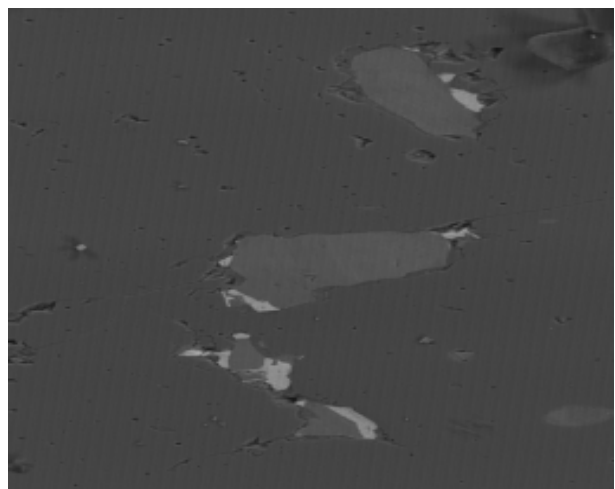


Figura 9.1.57. Cristales de nanpingita (brillante) reemplazando moscovita (gris claro) en cuarzo. Campo, 100 micras. Imagen de SEM-BSE.

Nanpingita: Forma granos hipidiomorficos de grano fino, algunas decenas o centenas de micras de diámetro, situados en posición intersticial entre el resto de minerales de esta asociación en vetas o reemplazando otros minerales de la pegmatita, destacando por su génesis muy tardía, pues corta o reemplaza al resto de minerales, incluyendo las micas, a las que reemplaza según las superficies de exfoliación o los bordes de grano (figuras 9.1.52-9.1.57). Este raro mineral, una mineral del grupo de las micas dioctaédricas con composición muy extrema, con Cs en la posición interlaminar, es bastante común en esta pegmatita, y a menudo está reemplazando la moscovita litínica según la exfoliación o en los bordes de grano.

Montebrasita-ambligonita: forma cristales irregulares, de pequeño tamaño, que generalmente se encuentran como producto de reemplazamiento de otros minerales. A menudo presenta maclado polisintético en varias direcciones. No es muy frecuente en esta unidad.

Elbaíta: se encuentra en los típicos cristales idiomórficos de hábito prismático largo, de color verde oscuro a verde claro, e incoloros en lámina delgada. La zonación, caso de existir, es muy ténue.

5.3.3. SECUENCIA DE CRISTALIZACION

Las pegmatitas de tipo V muestran una dinámica de cristalización comparable a las de tipo IV, en que a un desarrollo de unidades concéntricas (borde, pared, zonas intermedias y núcleo) se superpone el desarrollo de fenómenos subsólidos, que implican el desarrollo de vetas y unidades de reemplazamiento. Por ello, como en las pegmatitas de tipo IV, su secuencia de cristalización es compleja, e implica la superposición de fenómenos en una misma zona (figura 9.1.58).

Las unidades concéntricas parecen formarse por una sucesión de pulsos de cristalización, aparentemente cíclicos sin la

presencia de reemplazamientos entre una y otra unidad. En cada unidad se da una cristalización de asociaciones de cuarzo-feldespatos potásico-albita-moscovita.

El elemento distintivo de las pegmatitas de tipo V respecto del resto de pegmatitas del campo es la aparición de cristales de tamaño gigante de espodumena en la tercera zona intermedia. Esta espodumena (espodumena I) cristaliza aparentemente en equilibrio con grandes cristales de petalita y términos de la serie montebrasita-ambligonita, otros minerales de litio desarrollados en esta zona. En esta misma zona se producen también importantes cristalizaciones de minerales de Nb-Ta del grupo de la columbita, esencialmente en sus términos más ricos en Nb.

Es también durante el estadio de albitización que probablemente se produce el reemplazamiento de los cristales de una generación precoz de petalita por la asociación simplectítica de cuarzo con espodumena de grano fino (espodumena II). Esta reacción ha sido descrita en muchos otros campos ricos en petalita primaria, como en el de la pegmatita de Tanco, en Manitoba, Canadá (Èerný, 1982) y se atribuye a un desequilibrio de la petalita primaria durante procesos retrógrados subsólidos.

Los estadios tardíos de cristalización muestran el desarrollo de vetas con reemplazamientos asociados a las mismas en las unidades intermedias. Durante el estadio de cristalización de las vetas albíticas (con albita tabular) se produce el reemplazamiento de parte del núcleo de cuarzo y de las zonas intermedias, especialmente las más internas, con el consecuente desarrollo de cristales de albita en las vetas albíticas, así como el de albita secundaria por albitización de los feldespatos potásicos primarios de las zonas intermedias.

A su vez, en los minerales de Nb-Ta se produce el reemplazamiento de la columbita primaria de las zonas intermedias por otras fases más ricas en Ta, con aporte adicional de Na, Ca, U, Sn, Pb, Sb y Bi. Este reemplazamiento se concreta en la aparición de nuevas fases, principalmente microlita, probablemente debido a la elevada alcalinidad

ZONA	MINERAL	Estadio-I	Estadio-II	Estadio-III	Estadio-IV	Estadio-V	Estadio-VI	Estadio-VII	Estadio-VIII
Borde	Moscovita	■							
	Cuarzo	■							
	Turmalina	■							
Pared	Albita		■						
	Moscovita		■						
	Cuarzo		■						
	Microclina		■						
	Chorlo		■						
	Almandino		■						
	Apatito		■						
1era zona intermedia	Microclina			■					
	Albita			■					
	Cuarzo			■				■	
	Moscovita			■					■
	Apatito			■					■
2ª zona intermedia	Microclina				■				
	Albita				■			■	
	Cuarzo				■			■	■
	Moscovita				■			■	■
	Apatito				■			■	■
	Zircón				■			■	■
						■			
TERCERA Z. INTERMEDIA	Microclina					■			
	Albita					■		■	
	Cuarzo					■		■	
	Espodumena I					■		■	
	Petalita					■		■	
	Espodumena II					■		■	
	Moscovita					■			■
	Montebrasita					■			■
	Elbaíta					■			■
	Columbita					■			■
	Tantalita					■			■
	Microlita					■			■
	Casiterita					■			■
	Eucryptita					■			■
NUCLEO	Cuarzo						■		
VETAS ALBÍTICAS	Albita							■	
	Cuarzo							■	
	Elbaíta							■	
	Moscovita							■	
	Montebrasita							■	
	Tantalita							■	
	Casiterita							■	
VETAS CUARZO-MOSCOVITA	Cuarzo								■
	Elbaíta								■
	Moscovita								■
	Amblygonita								■
	Tantalita								■
	Microlita								■
	Apatito								■
	Gahnita								■
	Nanpingita								■

Figura 9.1.58. Secuencia idealizada más probable para las pegmatitas de tipo V (espodumena y petalita) del campo de Giraúl. Nótese la superposición de minerales de diferentes estadios, lo que implica que en una misma zona, e incluso dentro de un mismo grano, se encuentran minerales que pueden haberse formado en estadios muy diferentes e incluso muy separados en el tiempo. A destacar que, de acuerdo con este criterio, casi todos los minerales de elementos raros están relacionados con los estadios más tardíos de la cristalización de la pegmatita.

del medio y a la concentración de Ta en el fluido en equilibrio. A la vez, este aporte tardío de Ta puede justificar las zonaciones complejas, los zonados oscilatorios y las zonaciones convolucionadas que se observan en los cristales de columbita-tantalita de la zona.

Finalmente, en los estadios más tardíos se reconoce la cristalización de vetas de cuarzo-moscovita y micas de litio, con el reemplazamiento simultáneo de diversos minerales de las zonas intermedias, como el de la espodumena (particularmente la de grandes cristales) por eucryptita, así como el de esta espodumena por turmalina verde de composición rica en elbaíta. El desarrollo de eucryptita tardía a costa de espodumena es a

partir de reacciones típicamente retrógradas, según Èerný (1982). Por otra parte, otro mineral que se forma comúnmente en estos estadios tardíos es una nueva generación de términos de las series montebrasita-ambligonita.

Por último, cabe señalar que un aspecto muy interesante de los últimos pulsos hidrotermales es que aportan elementos LILE, como Rb y Cs, que se concentran en las sericitas más tardías o bien en la parte más externa de los cristales de micas zonadas, formadas en los últimos estadios de las vetas de cuarzo-moscovita. En asociación con la cristalización de estas micas ricas en LILE tiene lugar incluso la cristalización a pequeña escala de nanpingita tardía.

9.2. PEGMATITAS DE TIPO V: GEOQUÍMICA MINERAL

9.2.1. FELDESPATO POTÁSICO

Como se recordará, el feldespato potásico es muy común en estas pegmatitas, aunque con muy variable grado de albitización, mientras que la albita es muy común.

9.2.1.1. Elementos mayores

A diferencia de otras pegmatitas del campo, los análisis de FRX sobre cristales de feldespato alcalino indican bajas proporciones molares de albita; sin embargo, los cristales de albita muestran proporciones aparentemente bastante altas de feldespato potásico. Estas altas proporciones se deben a que esta albita se ha generado, en la mayor parte de los casos, por albitización de cristales primarios de feldespato potásico (figura 9.2.1 y tablas de los anexos analíticos).

Por otra parte, la proporción de Fe en el feldespato potásico de estas pegmatitas es muy bajo en todas las unidades, generalmente inferior a 0,01% en peso de FeO. En cambio, la mayor parte de los cristales de albita presentan mayores proporciones de FeO, incluso ligeramente superiores al 1%.

9.2.1.2. Elementos traza

En el caso de las pegmatitas de tipo V, su exploración mediante trincheras, como en las de tipo IV, ha favorecido un muestreo muy sistemático de todas las unidades de las pegmatitas, por lo que se dispone de mayor cantidad de muestras y de más unidades.

Los análisis se han efectuado mediante fluorescencia de rayos X, ICP-MS y activación neutrónica (INAA); los resultados detallados están en las tablas de los anexos analíticos.

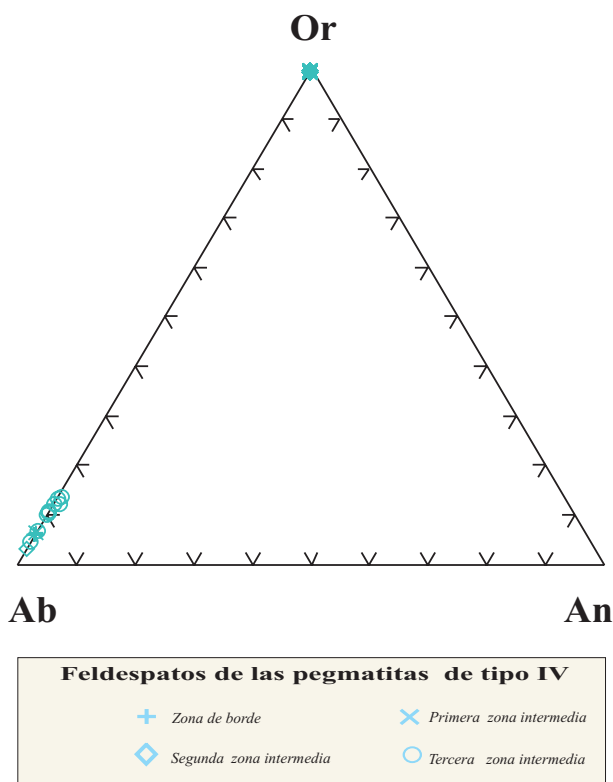


Figura 9.2.1. Representación de las composiciones molares de los feldespatos alcalinos de las pegmatitas de tipo IV; análisis a escala de cristal (FRX).

Rubidio

El contenido de Rb de las pegmatitas de tipo V es muy alto, de modo que la proporción K/Rb es baja. En general, la cantidad de Rb es alta en todas las zonas de la pegmatita, aumentando en más de un orden de magnitud desde la zona de borde (240 ppm) hasta la segunda y tercera zonas intermedias, donde se dan proporciones muy elevadas (hasta 7100 ppm).

Cesio

Aunque en general el Cs presenta un comportamiento paralelo al del Rb, en las muestras analizadas en las pegmatitas de tipo V tiende a aumentar desde la zona de borde (8 ppm) hacia las zonas intermedias (416 ppm), si bien en éstas la variabilidad es más errática, resultando los valores de la tercera zona intermedia significativamente más bajos que en la segunda zona intermedia e, incluso, comparables en un caso a los de las zonas más precoces.

Esta proporción baja de cesio en la tercera zona intermedia de las pegmatitas de tipo V puede deberse a que simultáneamente a estos cristales de feldespato potásico están cristalizando en esta zona especies minerales que tienen el Cs como componente principal en su estructura, como la polucita.

Bario

El contenido de Ba muestra grandes rasgos una correlación positiva con la relación K/Rb, disminuyendo en dos órdenes de magnitud desde la zona de borde hacia la segunda y tercera zonas intermedias, respectivamente desde 342 a 2 ppm. En estas dos últimas zonas la proporción de Ba se mantiene casi constante entre las zonas, aunque variando dentro de cada una en un rango de valores muy bajos, entre unas 2-100 ppm, como puede apreciarse en la figura 9.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo.

De todos modos, como norma general, los feldespatos de estas pegmatitas son muy pobres en bario.

Plomo

El caso del Pb es similar al del Ba, de modo que exhibe una correlación positiva con respecto a la relación K/Rb, decreciendo con el aumento del grado de cristalización de la pegmatita.

De esta manera, el contenido de Pb es un orden de magnitud más alto en la zona de

borde y disminuye hacia las zonas intermedias, desde unas 50 ppm a 20 ppm respectivamente, como puede apreciarse en la figura 8.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo.

En estas pegmatitas el decrecimiento en Pb es relativamente constante entre las diferentes zonas, aunque hay un valor anómalamente alto en la tercera zona intermedia.

Estroncio

El Sr presenta también una correlación positiva casi perfecta frente a la relación K/Rb. De todos modos, los contenidos son muy bajos en estas pegmatitas.

El contenido de Sr es más elevado en la zona de borde y decrece ligeramente hacia la primera zonas intermedia, descendiendo después rápidamente desde la primera zona intermedia hasta la tercera.

El rango global de variación no es, de todos modos, muy grande, pues oscila entre 142 y 22 ppm, como puede apreciarse en la figura 8.2.2 y en las tablas de análisis en el anexo.

Galio

El galio es otro elemento que, como norma general, incrementa conforme avanza la secuencia de cristalización en las pegmatitas, y en este caso muestra efectivamente una correlación negativa con respecto a la relación K/Rb conforme avanza la cristalización de la pegmatita, por lo que cumple con esta tendencia (figura 9.2.2).

De este modo, se aprecia un sensible aumento progresivo desde la zona de borde hacia las zonas intermedias más internas, si bien se da algún valor anómalamente más bajo en la tercera zona intermedia.

En cualquier caso, en el conjunto de estas unidades estructurales los valores son de Ga son bajos en todo su rango, pues sólo varían desde 10 a 32 ppm, lo que permite sospechar que alguna de las anomalías pueden ser debidas a los propios errores analíticos.

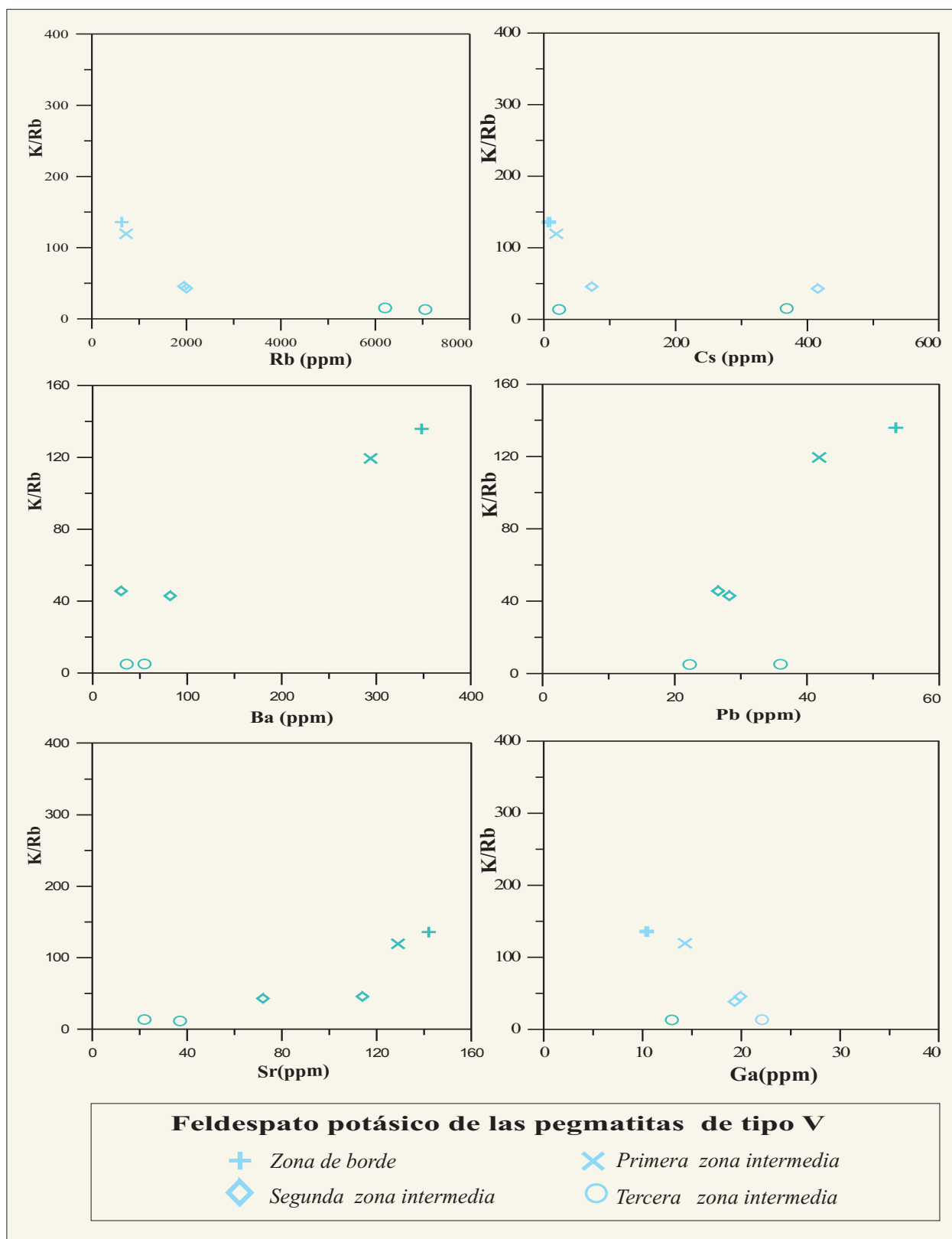


Figura 9.2.2. Representación gráfica de las composiciones químicas de algunos elementos traza significativos en cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo V (pegmatitas de elementos raros, del subtipo de espodumena-petalita) del campo pegmatítico de Giraúl, en función de la parte muestreada de la estructura interna de la pegmatita (en la zona de borde, en la primera zona intermedia, en la segunda zona intermedia y en la tercera zona intermedia). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS, INAA y EMP.

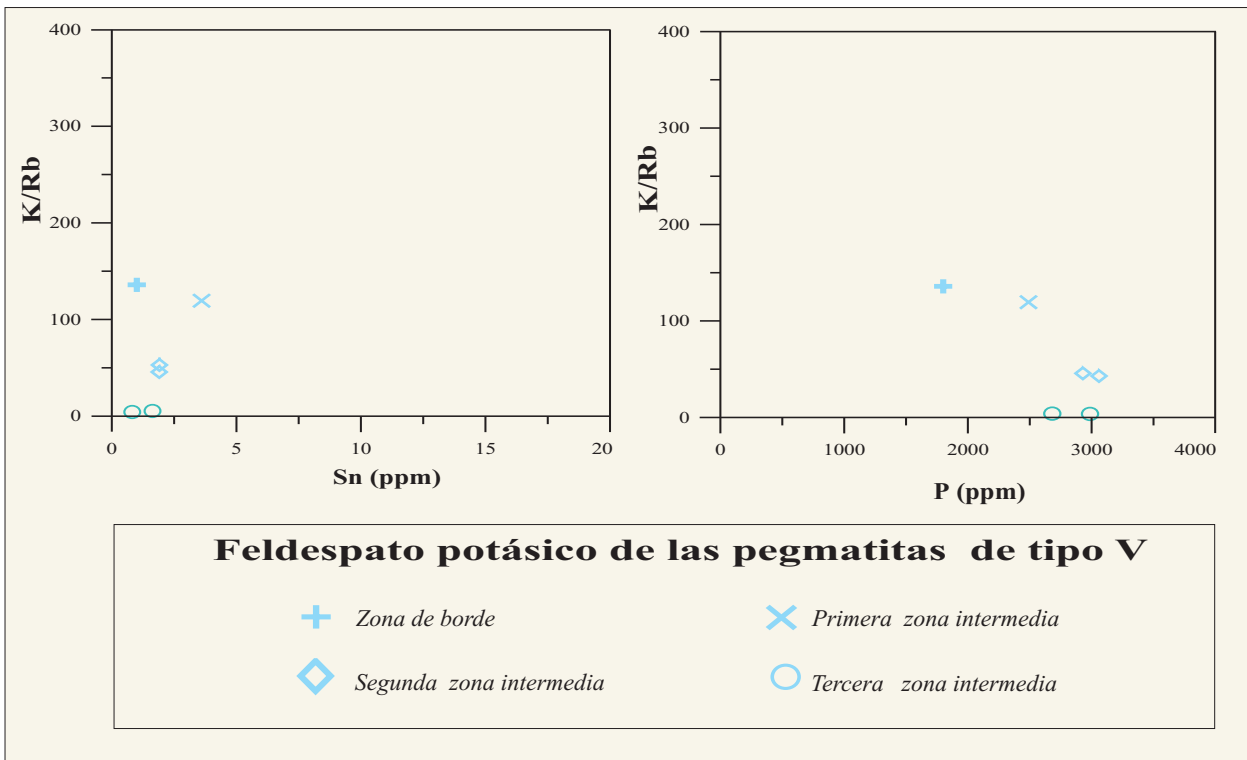


Figura 9.2.2 (cont.). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo V del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera, en la segunda y en la tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

Estaño

El Sn en las pegmatitas de tipo V muestra una cierta dispersión de valores, y siempre dentro de un rango de valores muy bajos, de manera que no existe una buena correlación entre K/Rb y Sn. De este modo, los valores parecen aumentar desde la zona de borde a la primera zona intermedia, para disminuir progresivamente en la segunda y en la tercera, en la que los valores son tan bajos como en la zona de borde.

Esta variabilidad puede estar ligada con la cristalización de casiterita en las zonas intermedias.

Fósforo

Por último, los valores de P en feldespato son en todas las zonas muy altos, pues ya en la zona de borde se dan valores cercanos a 1000

ppm, alcanzándose los valores más altos en la segunda zona intermedia, con cerca de 3000 ppm. En la tercera zona intermedia los valores son ligeramente más bajos que en la tercera.

Por consiguiente, el incremento de P en la estructura del feldespato potásico es bastante progresivo en relación con la secuencia de cristalización en la pegmatita, y el ligero decrecimiento de sustitución berlinítica en cristales de feldespato potásico de la tercera zona intermedia puede estar ligado al hecho de que es precisamente en esta zona cuando se produce la cristalización masiva de cristales de gran tamaño de fosfatos primarios. Estos fosfatos, principalmente amblygonita, cristalizan simultáneamente con el feldespato potásico. La cristalización masiva de amblygonita debe consumir cantidades muy elevadas de fósforo, restando por consiguiente grandes cantidades de P al magma resultante y limitando el P que puede entrar en el feldespato.

9.2.2. MOSCOVITA

La moscovita es el mineral del grupo de la mica dominante en las pegmatitas de tipo V, y está repartida por las diversas unidades, aunque debido a la presencia de reemplazamientos moscovíticos y lepidolíticos los valores de cristales de moscovita de una zona, especialmente en el caso de análisis globales a nivel de cristal, deben ser tomados con cautela pues pueden en realidad ser representativos de procesos más tardíos.

Aunque en algunos casos se dispone en estas pegmatitas de datos analíticos mediante microsonda electrónica, por causa del elevado contenido en Li de estas pegmatitas consideramos más adecuado trabajar en lo posible con análisis realizados a partir de una combinación de técnicas (FRX, ICP-MS, INAA) que nos posibilite tener datos de primera mano del contenido en litio.

9.2.2.1. Elementos mayores

Los análisis químicos de los cristales de moscovita en las pegmatitas de tipo V, representados en el diagrama Li-R2-R3 de Foster (1960), aunque todos se ubican en las inmediaciones del polo moscovita, muestran unos ligeros enriquecimientos en Li desde la primera a la tercera zonas intermedias; en cambio, el contenido trioctaédrico (Mg, Fe²⁺) no parece ser relevante (figura 9.2.3).

La proporción de componente margarítico (Ca) es casi nula, y la de componente paragonítico sobrepasa con poco el 5% molar (figura 9.2.4); el componente celadonítico es también muy bajo, no alcanzando nunca el 10% molar.

Cabe señalar, no obstante, que algunas de estas micas presentan una acusada zonación, y que en los bordes gradan a lepidolita, así como también gradan a lepidolita pequeños reemplazamientos de grano muy fino de carácter intersticial entre muchos cristales, por lo que es difícil asegurar que algunos contenidos de Li más altos no sean, en realidad, problemas de contaminación por micas litínicas de formación más tardía.

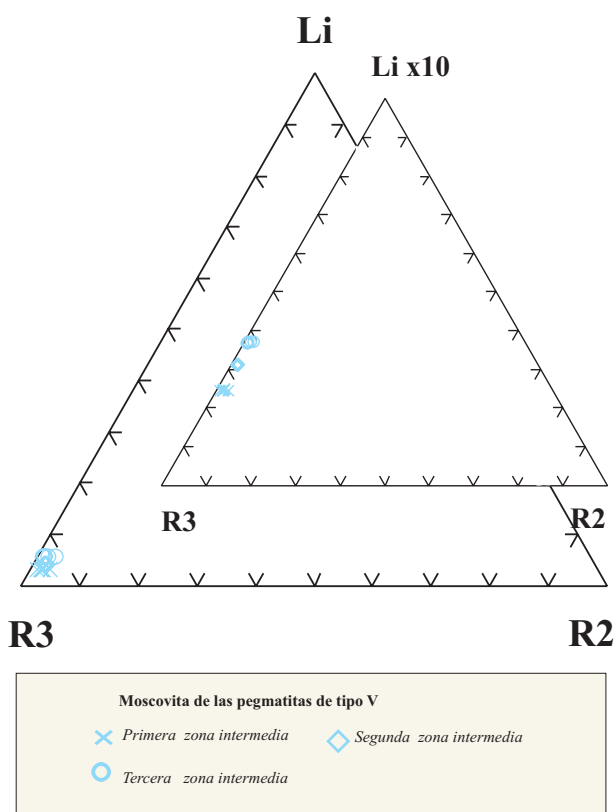


Figura 9.2.3. Representación de composiciones de moscovita de las pegmatitas de tipo V del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada. Análisis por FRX e ICP-MS, INAA.

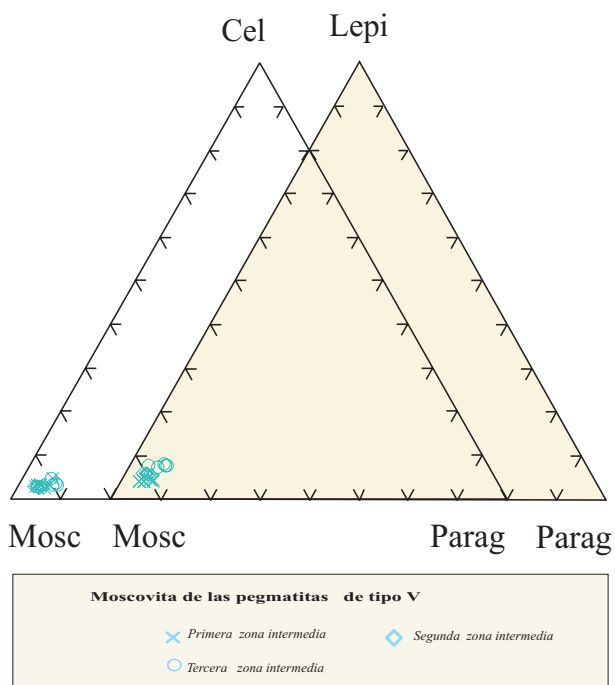


Figura 9.2.4. Representación de composiciones de moscovita de las pegmatitas de tipo V del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada. Análisis por FRX e ICP-MS, INAA.

9.2.2.2. Elementos traza

De forma similar a las anteriores pegmatitas, se ha analizado el contenido de elementos traza en función en lo posible de la posición de la muestra en la estructura interna de la pegmatita, aunque el volumen de muestras ha sido sensiblemente menor (3), por lo que se hace problemático enunciar tendencias mediante los gráficos habituales.

Los análisis se han efectuado mediante fluorescencia de rayos X, ICP-MS y activación neutrónica (INAA); no obstante, en algunos casos los valores de Rb han resultado ser tan altos que ha sido necesario complementar los análisis mediante microsonda electrónica; los resultados detallados están en las tablas de los anexos analíticos.

Rubidio

Con todas las reservas del caso, debido al reducido número de muestras, parece que el contenido de Rb sigue una correlación negativa con la relación K/Rb. Esta relación decrece, con el incremento del Rb, desde la primera zona intermedia hasta la tercera.

Los valores de Rb son todos ellos altísimos (aproximadamente entre 6800 en la primera zona intermedia y 8700 ppm en la tercera), todos ellos más altos que cualquier otro dato en el campo pegmatítico.

Estos contenidos tan elevados permiten situar a estas micas como potenciales menas de rubidio, si bien su proporción es baja. Por lo demás, como puede observarse, el contenido de Rb de las micas es comparable al de los feldespatos potásicos de las mismas zonas, aunque quizás ligeramente más elevado.

Litio

Aunque también con las reservas debido a los pocos datos, el Li parece presentar también una correlación negativa, análoga a la del rubidio, frente a la relación K/Rb. Por consiguiente, a mayor proporción de Rb, mayor proporción de

Li; este enriquecimiento se da desde la primera zona intermedia (unas 2414 ppm) hasta la tercera zona intermedia (en la que llega a presentar hasta 4340 ppm, algo más altos que en la segunda zona intermedia).

Estas moscovitas pueden, pues, clasificarse como moscovitas litínicas, aunque como se ha indicado anteriormente, el componente lepidolita es en realidad bastante bajo.

Cesio

El comportamiento del Cs con respecto a la relación K/Rb es también negativo, marcada por el decrecimiento de la relación K/Rb con el incremento del Cs, en particular desde la zona de borde hasta las zonas intermedias.

De este modo, el contenido del Cs varía desde 24 ppm en la zona de borde hasta las 425 ppm de máximo en las zonas intermedias, en poco más de un orden de magnitud, como puede apreciarse en la figura 8.2.5 y en las tablas de los anexos.

Galio

El Ga presenta también una correlación negativa frente a la relación K/Rb, enriqueciéndose significativamente desde la zona de borde (con unas 42 ppm) hasta las zonas intermedias, en las que en todas ellas presenta casi siempre valores muy cercanos a las 150 ppm, aunque algo más altos en la segunda zona intermedia.

Aunque estos valores no parecen altos en un primer examen, representan valores ciertamente anómalos para lo que es la estructura de la moscovita.

Bario

El comportamiento del Ba con respecto a la relación K/Rb es positivo, siendo más alto en la zona de borde (unas 141 ppm) y más bajo en las zonas intermedias (mayoritariamente entre 1 y 25 ppm); véase figura 8.2.5 y tablas de los anexos analíticos.

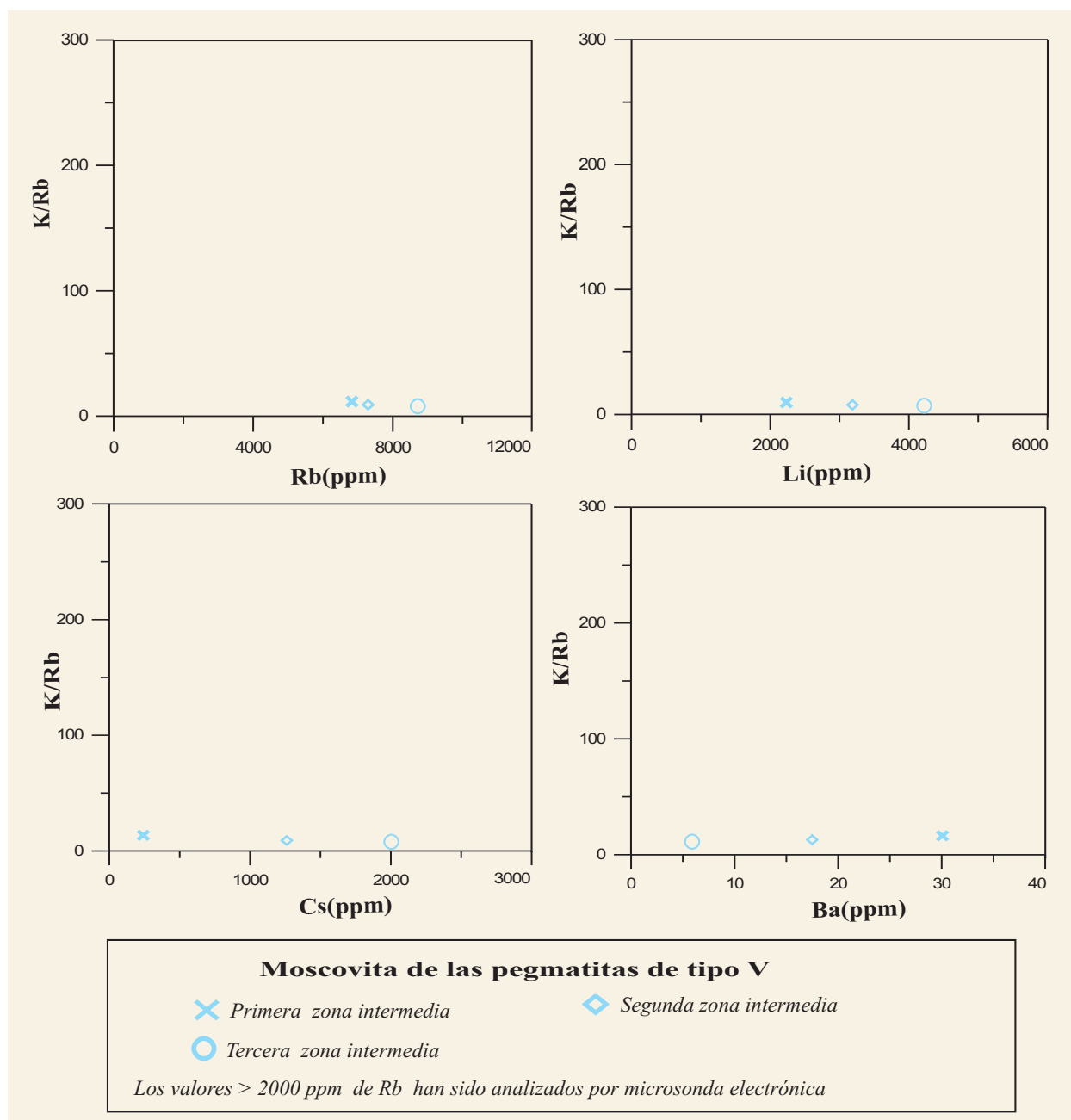


Figura 8.2.5. Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera, segunda y tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

Zinc

El Zn presenta también una correlación negativa frente a la relación K/Rb, y por otra parte se registra un incremento notable en la proporción de este elemento desde la zona de borde (desde 57 ppm), a las zonas intermedias (en las que el valor mínimo es de unas 200

ppm, pero son comunes valores mucho más altos, que pueden alcanzar hasta 759 ppm (figura 8.2.5).

Como hemos indicado anteriormente, la variabilidad dentro de las zonas intermedias es alta aunque con algunos valores más altos en la segunda zona intermedia, quizá debido a fenómenos subsólidos.

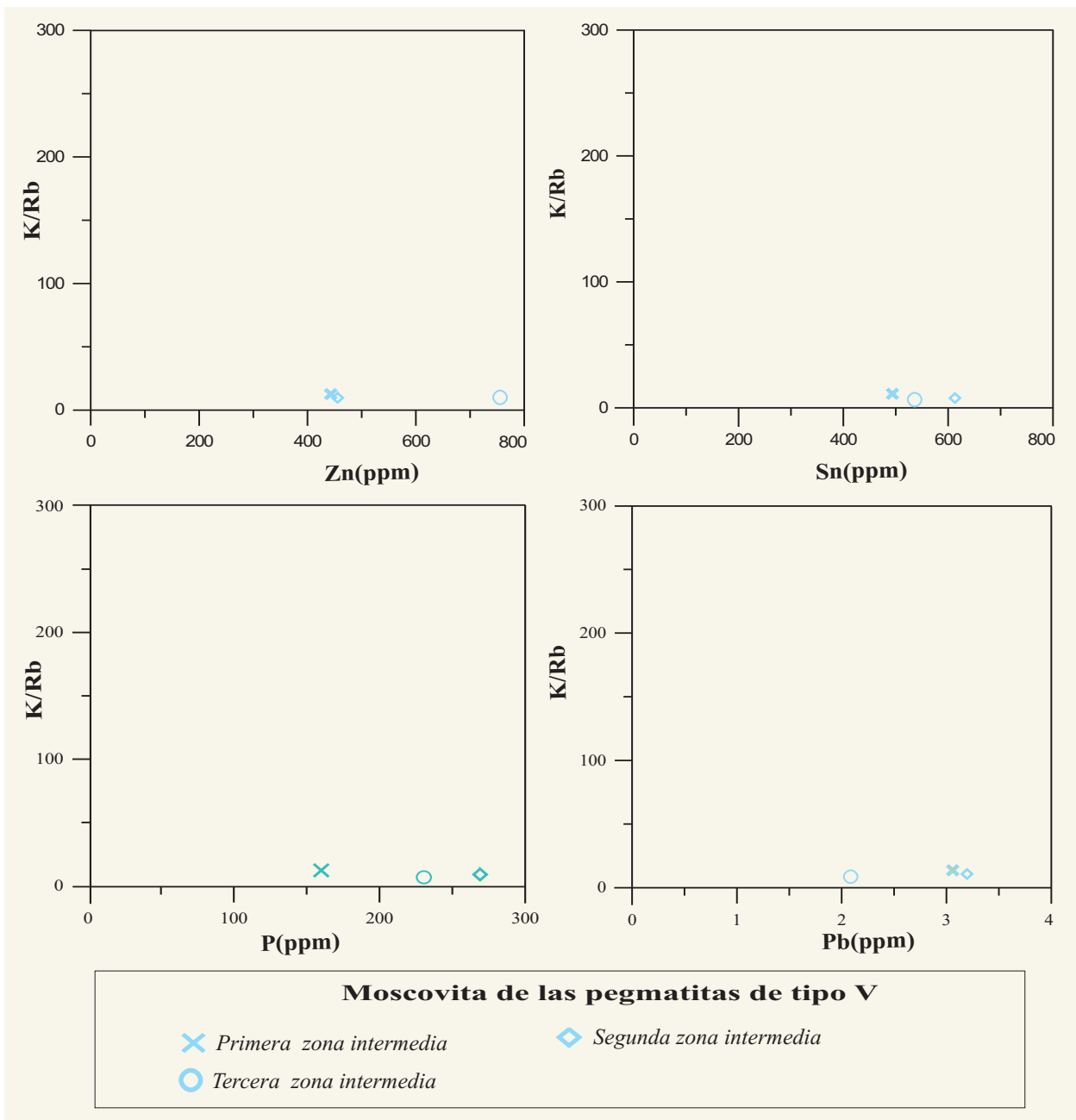


Figura 6.2.5 (cont). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera, segunda y tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

Estaño

El Sn presenta también una correlación negativa frente a la relación K/Rb, de manera que la proporción de Sn aumenta también en dos órdenes de magnitud desde la zona de borde (8 ppm) a las zonas intermedias (con más de 400 ppm, hasta 822 ppm, pero con valores más altos en la segunda zona intermedia), como puede

apreciarse en la figura 8.2.5 y en las tablas de los anexos.

Fósforo

El P sigue un patrón de correlación negativa con respecto a la relación K/Rb, con un incremento desde la zona de borde a las zonas intermedias.

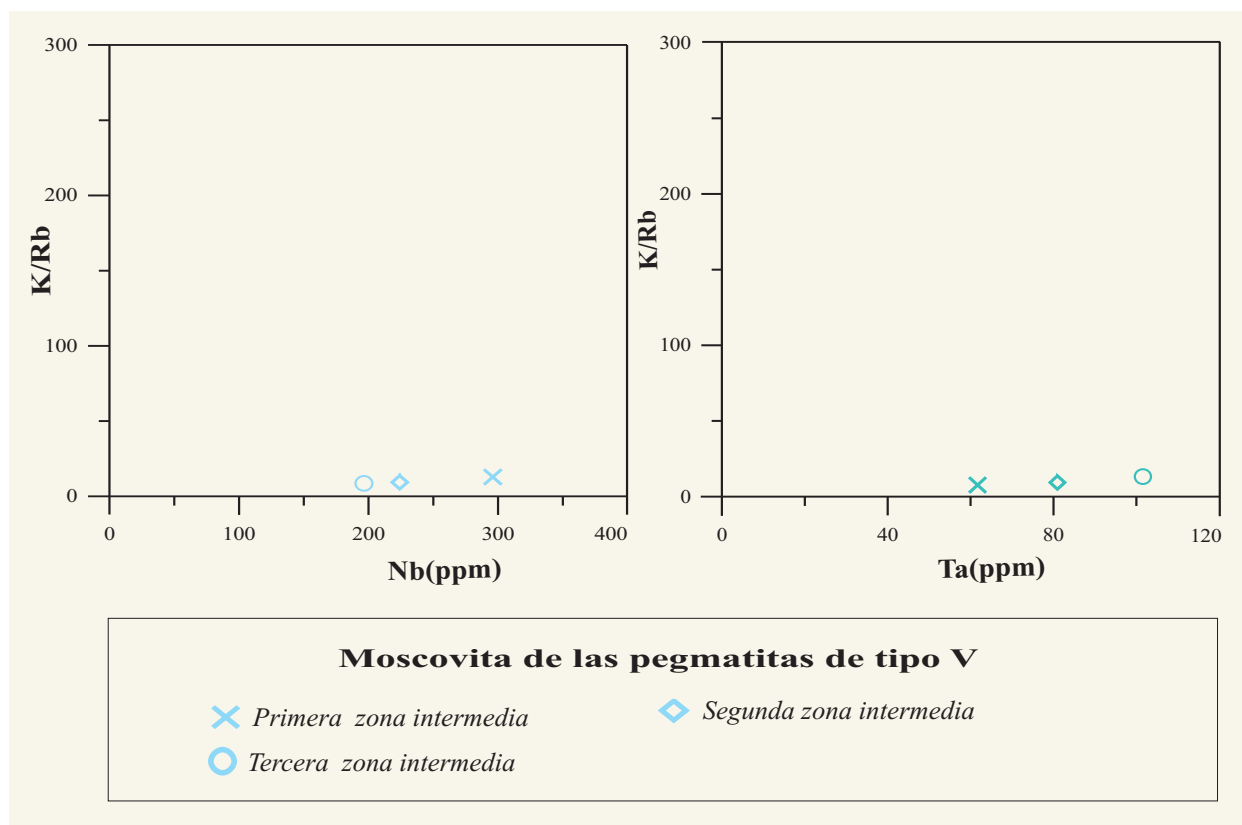


Figura 8.2.5 (cont). Representación de las composiciones de elementos traza significativos en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo de Giraúl, en función de la parte de la estructura interna de la pegmatita muestreada (en la zona de borde, en la primera, segunda y tercera zonas intermedias). Análisis obtenidos mediante FRX, ICP-MS e INAA.

En general, el contenido de P en la moscovita es bajo, mucho más bajotodavía en la zona de borde (sólo 0,02 %) y aumenta ligeramente en la segunda zona intermedia; en la tercera zona intermedia, coincidiendo con la cristalización de fosfatos, el contenido de P en a moscovita es todavía más bajo.

Niobio

El Nb parece, en este caso, seguir una pauta de variación como la de Ba y Sr, con un decrecimiento desde las zonas de borde (300 ppm) hacia la tercera zona intermedia (200 ppm), si bien en todas ellas la proporción es baja. Cabe recordar que en estas pegmatitas se da la cristalización de columbita desde unidades tempranas, lo que puede restar Nb al magma ya en estadios tempranos.

Tántalo

El comportamiento del Ta es difícil de evaluar debido a la poca cantidad de muestras disponibles y a los bajos contenidos de este elemento.

Parece existir un ligero fraccionamiento, con incremento lineal del contenido de Ta entre 60 ppm (en la primera zona intermedia) hasta 100 ppm (valores de la III zona intermedia); no obstante, la diferencia entre estos valores es escasa.

9.2.3. MICAS DE LITIO

En las pegmatitas de tipo V existen, además de las micas litínicas, cristales de micas de litio, los cuales se presentan a menudo como relleno de finas vetillas, cristales intersticiales,

sobrecrecimientos sobre moscovita, todos ellos casi siempre de tamaño demasiado pequeño para un muestreo convencional, pero asequibles para el análisis con microsonda electrónica. Estas micas aparecen en las zonas intermedias, y hemos seleccionado para este trabajo muestras procedentes de la tercera zona intermedia.

Puesto que estas micas tardías son mucho más ricas en Rb y Cs, la imagen de microscopio electrónico en modo de electrones retrodispersados facilita localizar estas zonas, pues se ven mucho más brillantes. Usando estas imágenes, se ha localizado en la microsonda electrónica estas micas tardías, y se ha delimitado en los cristales zonados las zonas externas más ricas en estos elementos LILE.

Así pues, no se dispone de análisis de roca total, y por tanto de análisis directos de Li. Por consiguiente, el Li ha sido calculado mediante las estimaciones sugeridas para las micas potásicas por diversos autores (Tischendorf et al., 1997, 1998). En las micas eminentemente dioctaédricas, ricas en Al, estos autores sugieren dos posibilidades:

a) micas con $\text{Al}_2\text{O}_3 < 26 \%$ y $\text{F} > 4 \%$, como siderofilita, zinnwaldita y lepidolita; en este caso, se usa la siguiente aproximación:

$$\text{Li}_2\text{O} = (0.289 * \text{SiO}_2) - 9.658$$

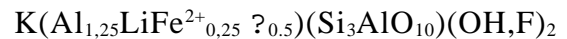
b) micas con $\text{Al}_2\text{O}_3 > 26 \%$ y $\text{F} < 4 \%$, como moscovita y fengita; en este caso, se usa la siguiente aproximación:

$$\text{Li}_2\text{O} = 0.395 * \text{F}^{1.326}$$

En nuestro caso, se presentan dos posibilidades, de una parte, los núcleos de los cristales de moscovita, en los que se ha aplicado la segunda ecuación al ser muy pobres en F y en alúmina; de la otra, la parte más externa de los cristales zonados de moscovita y los cristales de mica de grano muy fino en posición intersticial, en los que se ha aplicado la primera fórmula, al ser muy ricos en alúmina y extremadamente ricas en F.

En primer lugar, los resultados han sido representados en el diagrama de Tischendorf

et al. (2004). De este modo, se pueden separar dos grupos composicionales (figura 9.2.6): de una parte, las moscovitas litínicas primarias, de composición intermedia entre moscovita y fengita, que corresponderían con la mica cristalizada en la zona intermedia; de la otra parte, micas muy ricas en Li, de composición intermedia entre la zinnwaldita y un término actualmente sin nombre, de composición teórica aproximada

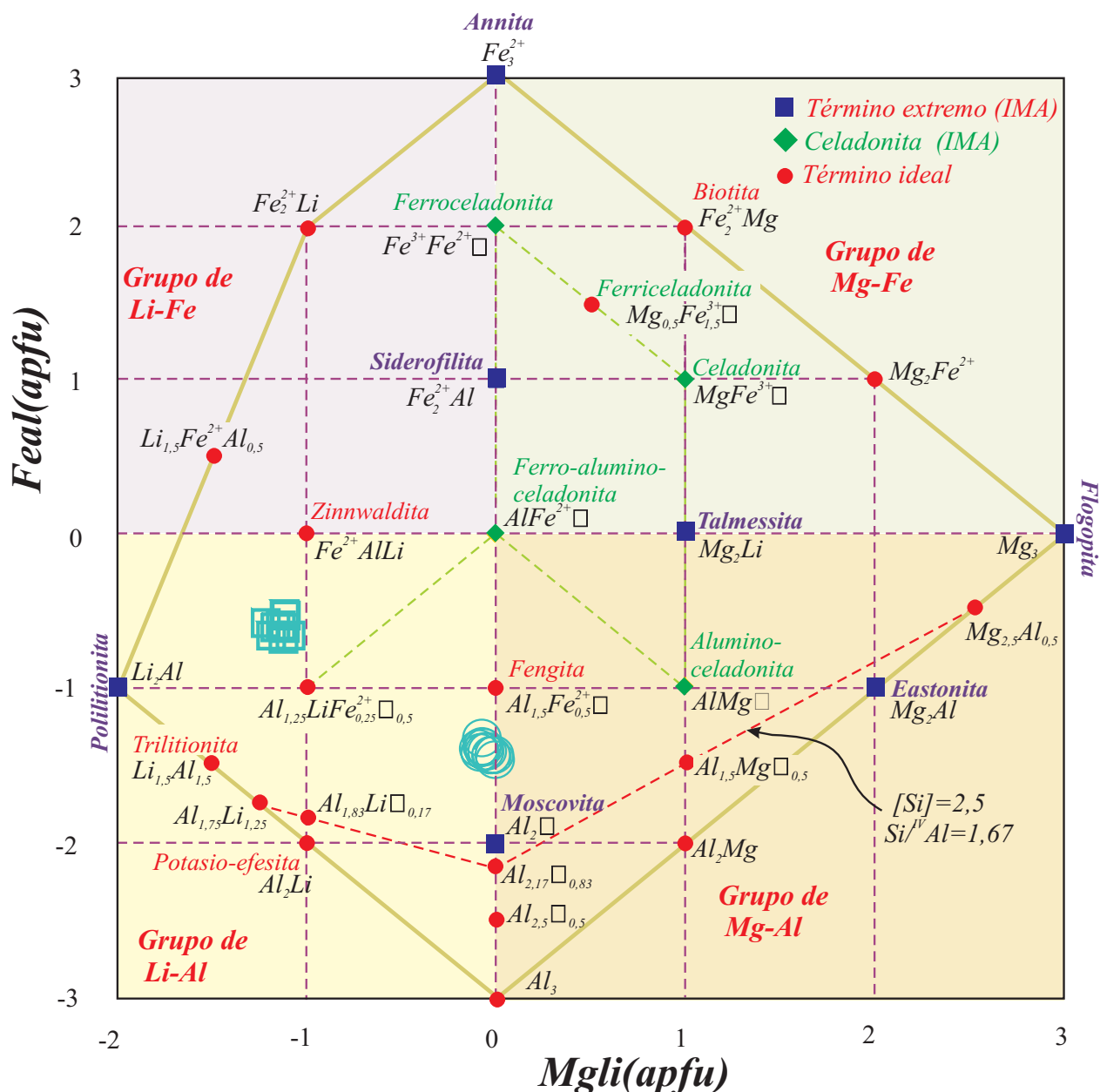


El conjunto de análisis son más próximos a esta mica que a ningún otro mineral. La composición química, en rigor, no permite denominar a este mineral como lepidolita; de acuerdo con Tischendorf et al. (2004) el mineral correspondiente a esta composición podría denominarse provisionalmente como fengita lítica, aunque gradando hacia la zinnwaldita. El campo de la lepidolita propiamente dicha quedaría mucho más hacia la izquierda, en el campo delimitado por los extremos trilitionita, polilitionita y un término extremo cuya composición octaédrica sería $\text{Li}_{1,5}\text{Fe}^{2+}\text{Al}_{0,5}$.

Así pues, el contenido en Li de estas micas no es extremo (normalmente, representa cerca del 4% en peso), lo que lo aleja de las típicas menas de Li, aunque se trata de los términos más ricos en Li del campo encontrados hasta el momento (figura 9.2.7).

Por otra parte, en estas micas ricas en litio destaca la proporción de fluor, que por lo general se encuentra en proporciones del 8% o más, por lo que alcanza a llenar casi completamente la posición del anión adicional, en sustitución del agua. De este modo, estas micas son el registro de una elevada actividad de F en los fluidos asociados a los estadios tardíos de cristalización de la pegmatita, posiblemente durante la formación de las vetas de cuarzo-moscovita.

Además, como se ha mencionado, los cristales de micas tardías son muy ricos en elementos LILE, en particular en Rb y Cs; tanto, que de hecho para el caso de estas micas no se puede hablar de estos elementos como de trazas, sino como elementos mayores.



Micas ricas en Li en la pegmatita de tipo V

○ Tercera zona intermedia □ Vetas de reemplazamiento tardío

Figura 9.2.6. Representación gráfica de la composición química de las micas litínicas de las pegmatitas de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl, y su clasificación en el diagrama de Tischendorf et al. (2004). Leyenda:

$FeAl = [Fe_{total} + Mg + Ti - Al^{VI}] \text{ apfu (base a 22 aniones)}$
 $MgLi = Mg - Li \text{ apfu (base a 22 aniones)}$

Se muestra en trazo discontinuo rojo la isolínea de [Si] (idéntica con Si^{IV}/Al), la cual divide el área del gráfico en dos partes: una superior, con $[Si] > 2,5$ (o $Si^{IV}/Al > 1,67$), y otra inferior, con $[Si] < 2,5$ (o $Si^{IV}/Al < 1,67$). Se han distinguido los términos extremos reconocidos por la IMA (color violeta), así como los términos extremos del grupo de la celadonita (en verde).

Pese a que en estas micas no se ha podido determinar el resto de elementos traza que hemos analizado habitualmente, pues no podemos disponer de análisis con ICP-MS e INAA, el análisis por microsonda electrónica de estas micas demuestra que son las más evolucionadas del campo, pues presentan contenidos de Rb y Cs excepcionalmente altos (figura 9.2.7).

De este modo, el contenido en Rb es superior en todos los casos al 1% en peso de Rb_2O , y alcanza ocasionalmente más del 2% en peso.

En cuanto al Cs, los valores son también excepcionalmente altos: se sitúan alrededor del 1% en peso y llegan a alcanzar hasta 1,33% en peso. Estos valores tan elevados podrían corresponder a verdaderas menas de Rb y Cs, pero las reservas correspondientes parecen ser demasiado exiguas y el mineral es de difícil separación y procesado. Como puede apreciarse en los gráficos adjuntos, es solamente en las micas tardías que se dan estas concentraciones excepcionalmente altas de elementos LILE, si bien el contenido de Rb y Cs en las micas primarias es también muy elevado.

Otro elemento que cabe destacar en estas micas es el Mn, por su elevada proporción (hasta 1.2% en peso), cosa habitual en los minerales de tipo lepidolita. De hecho, el típico color rosado o morado de la lepidolita de muchos yacimientos del mundo parece deberse a este elemento; no obstante, las micas que hemos observado son siempre incoloras o amarillentas. Así pues, la ausencia de color rosado no es un indicativo de que la mica no sea rica en litio, antes al contrario; cabe recordar que en la mina de Tanco (Manitoba, Canadá) se han explotado recientemente lepidolitas muy ricas en Rb y Cs, de color amarillo pálido.

9.2.4. GRANATES

En las pegmatitas de tipo V, como se recordará, sólo se ha podido localizar granate en la zona de borde; los análisis químicos correspondientes de este mineral han sido

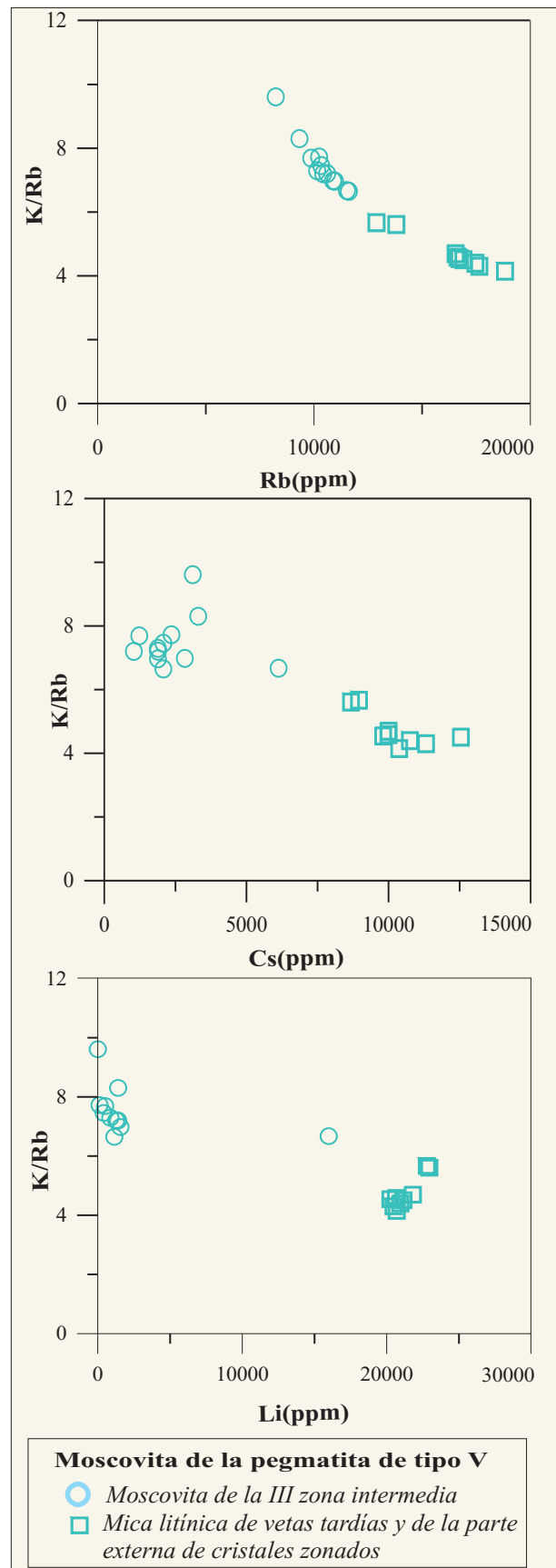


Figura 9.2.7. Representación gráfica de la composición química para algunos elementos en las micas ricas en LILE, y su relación con la de los cristales de la tercera zona intermedia.

obtenidos en su totalidad mediante microsonda electrónica, por lo que no cabe suponer en estos análisis posibles contaminaciones por otros minerales.

Los análisis completos (% en peso y fórmula estructural) de estos cristales de granate se encuentran en las tablas analíticas de los anexos, y su representación gráfica, en las dos partes de la figura 9.2.8.

El análisis químico puntual demuestra que los cristales de granate de la zona de borde de estas pegmatitas parecen ser completamente homogéneos y no presentan ningún tipo de zonación de forma clara, cuando se representan en el diagrama de Cerný et al. (1980) (figura 9.2.8a).

Por su composición, de acuerdo con la regla del 50% de la IMA, pueden adscribirse a almandino, pues el contenido de componente de spessartina no sobrepasa nunca el 50% molar.

La composición química de los granates de las zonas de borde puede estar muy

influenciada por intercambio con la roca de caja, en particular si esta roca es especialmente reactiva, como rocas carbonatadas, evaporitas, o rocas básicas o ultrabásicas.

En el mismo diagrama de Cerný et al. (1980) puede apreciarse que el contenido de componente molar de piropo (derivado de su contenido de magnesio) es cercano al 0%, lo que puede explicarse por el encajante metapelítico no muy rico en Mg.

Por otra parte, en la figura 9.2.8b se muestra la variación del contenido de Ca en estos granates de acuerdo con el diagrama de Breaks et al. (2003). Este diagrama ha sido utilizado para comprobar el grado de interacción de un magma pegmatítico dado con encajantes metabásicos o mármoles. Como puede apreciarse, este tipo de interacción, que quedaría tanto más registrada cuanto más alto fuera el contenido en componente ugrandita, es en el caso que nos ocupa prácticamente nula.

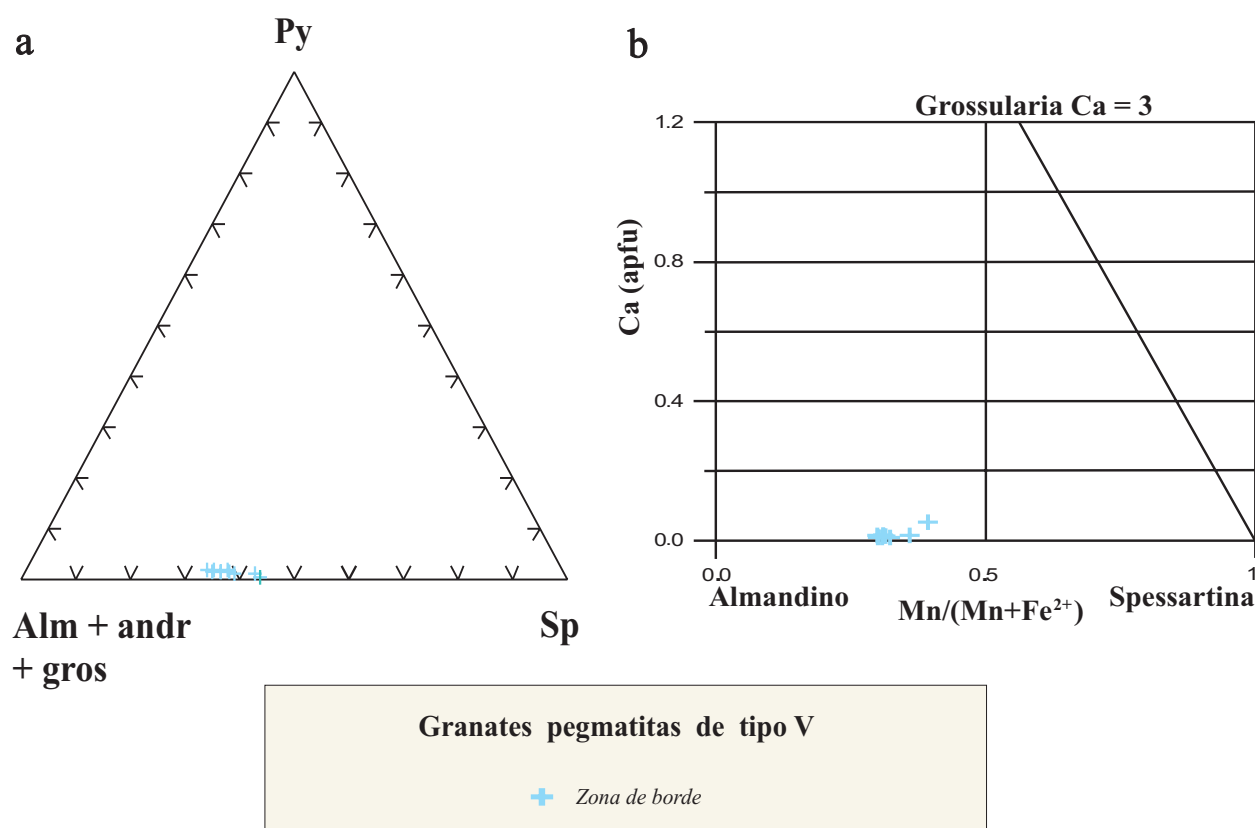


Figura 9.2.8. Representación gráfica de los minerales del grupo del granate en los diagramas siguientes: a) piropo-spessartina- (almandino+grossularia+andradita), de Cerný et al. (1980), en el que los términos más primitivos son los más ricos en Fe y Mg. b) diagrama de Breaks et al (2003), en el que se refleja el grado de contaminación de la pegmatita por el encajante.

9.2.5. CIRCÓN

Los cristales de circón son escasos en las pegmatitas de tipo V, y de grano muy fino; aparentemente son homogéneos. Se ha realizado análisis con microsonda electrónica en una reducida población localizada en las zonas intermedias y en el exocontacto.

Existe un acusado fraccionamiento entre los cristales de circón procedentes de las zonas intermedias más tardías y el del contacto con la pegmatita. En las primeras la proporción de Hf toma un salto remarcable, alcanzándose contenidos en HfO₂ bastante elevados, aunque no extremos. No obstante, estos valores se cuentan entre los más altos del campo pegmatítico, indicando un moderado grado de fraccionamiento (figura 9.2.9).

Por lo demás, los cristales de circón están ligeramente zonados, con una proporción de Hf ligeramente superior hacia la parte externa del cristal.

En lo que respecta a los elementos radioactivos (Uy Th), los mismos están en cantidades inferiores al límite de detección de la microsonda electrónica, por lo que los cristales no son metamórficos. A causa de ello, estas pegmatitas son menos radioactivas que las de tipo IV.

Finalmente, la proporción de otros elementos (Y, Ca, Al, Ti) es mucho más baja que en las otras pegmatitas del campo, e incluso nula.

9.2.6. ESPODUMENA

La espodumena presenta unas proporciones perfectamente estequiométricas y constantes de Si, Li y Al, y no parecen existir sustituciones significativas de otros álcalis por Li.

Por otra parte, en la inmensa mayoría de los casos el Fe y el Mn se encuentran por debajo de los límites de detección respectivos de la microsonda, por lo que se trata de espodumena de muy alta pureza, de buenas prestaciones para la industria cerámica.

Todo ello pues explicaría el color blanco níveo que presentan los cristales de espodumena en muestra de mano.

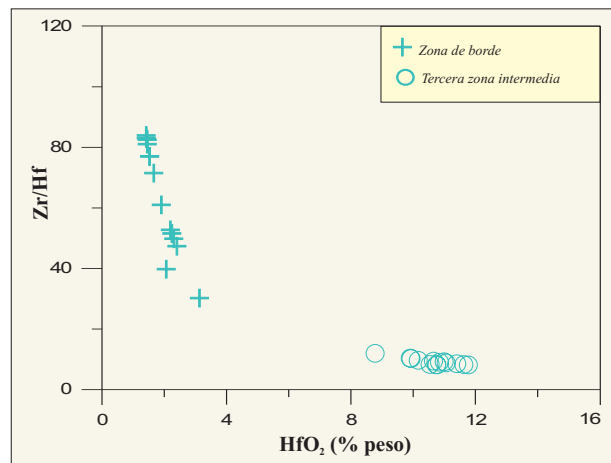


Figura 9.2.9. Representación gráfica de la composición de los cristales de zircón de las pegmatitas de tipo V.

9.2.7. GRUPO DE LA TURMALINA

Las pegmatitas de tipo V se encuentran encajadas dentro de esquistos, y la turmalina negra se encuentra en la zona de borde y en la primera zona intermedia, mientras que la turmalina verde aparece en vetas de tardías de cuarzo-moscovita y turmalina. Así pues, en esta pegmatita puede estar asociada con feldespatos, moscovita, fosfatos y espodumena.

Como en las pegmatitas de los otros grupos, las turmalinas de la pegmatita V pertenecen al subgrupo de las turmalinas sódicas, y además en este caso son mucho más ricas en álcalis y ninguna queda dentro del dominio de turmalinas con vacantes. Más todavía, las turmalinas de las vetas tardías son las más alcalinas, representándose cerca del polo con toda la posición X ocupada por Na; la proporción de álcalis aumenta desde las zonas de borde a las intermedias 7, finalmente, a las vetas tardías. En cambio, el componente de Ca es casi nulo en todos los casos (figura 9.2.10a).

En la figura 9.2.10b se ha representado las variaciones que se dan en la zona de borde en los cristales zonados de turmalina, en que el centro marronoso presenta composiciones más cercanas al término extremo chorlo, y las

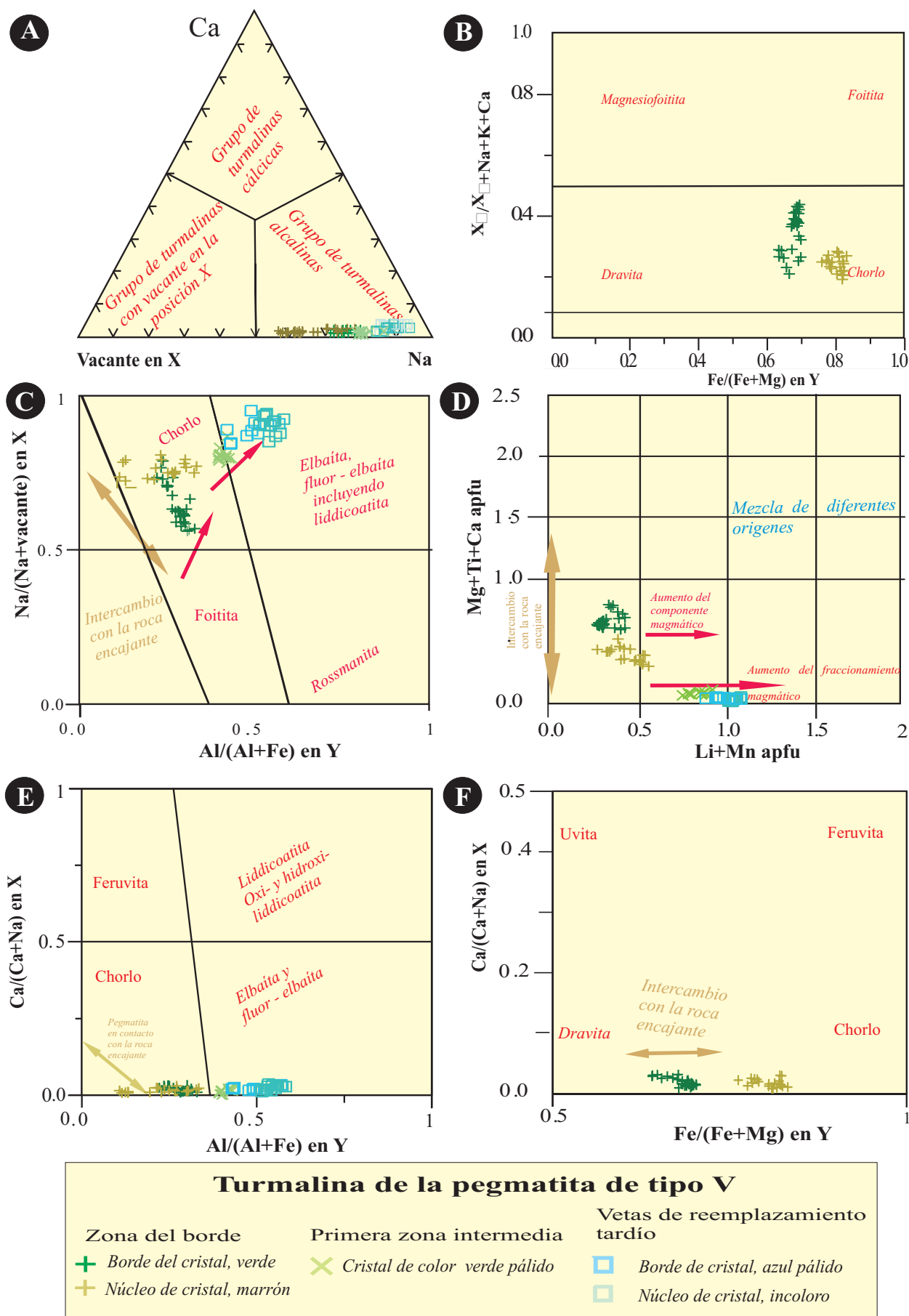


Figura 9.2.10. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo V en los diagramas de Tindle et al. (2005) y de Zhang et al. (2004).

del borde verde, se encuentran ligeramente enriquecidas en el componente dravita, pero todavía en pleno campo del chorlo.

La proyección de la relación $Al/(Al+Fe)$, con respecto a $Na/(Na+Vacante)$, muestra una clara tendencia evolutiva hacia composiciones más aluminicas y más alcalinas, desde la zona de borde hacia la primera zona intermedia, y finalmente hacia las vetas tardías de carzo-moscovita-turmalina (figura 9.2.10c). De este modo, los núcleos de las turmalinas de estas últimas unidades se proyectan hacia el campo de las turmalinas líticas, mientras que el resto de turmalinas quedan en el campo del chorlo.

Esta tendencia, de acuerdo con Tindle et al. (2005), representa un trend de fraccionamiento magmático. No obstante, a este trend se sobrepone el trend interno de cada cristal individual y que es responsable de la zonación. Los bordes de los cristales tienden a seguir un vector de enriquecimiento diferente, de modo que los bordes de los cristales se enriquecen también en álcalis pero se empobrecen en Al. Para Tindle et al. (2005) este tipo de trend corresponde a una contaminación por fluidos procedentes de la roca encajante.

La relación $Li+Mn$, frente a la relación de $Mg+Ca+Ti$, refleja una correlación negativa clara, como cabe esperar, pues el primer parámetro es indicativo del grado de evolución de la pegmatita y el segundo del grado de contaminación por el encajante (figura 9.2.10d). De este modo, en la zona de borde se dan los mayores valores de $Mg+Ca+Ti$, por lo que hay una mayor contaminación con el encajante. Pero, además, estos valores son aún más elevados en el borde de los cristales, respondiendo al fenómeno general observado en estas pegmatitas que refleja la existencia de pulsos de cristalización en el magma pegmatítico que da origen a las zonas de borde y a las zonas intermedias, al final de los cuales siempre hay un episodio de cristalización a partir de los fluidos equilibrados con el encajante. Este enriquecimiento tardío en elementos del encajante puede apreciarse también en los bordes de los cristales de las turmalinas ricas en Li de las vetas tardías, lo que indicaría que este proceso de tipo cíclico

es activo a lo largo de toda la cristalización de la pegmatita.

La proyección de la relación de $Al/(Al+Fe)$ vs $Ca/(Ca+Na)$ se mantiene constante para valores muy bajos de Ca, prácticamente nulos (figura 9.2.10e), debido a que el encajante de la pegmatita es esquistoso y no puede suministrar Ca, por lo que no se aprecia el trend de enriquecimiento en Ca descrito por Tindle et al. (2005).

Por la misma razón, como podrá verse en la figura 9.2.10f, en los cristales de turmalina de la zona de borde, la relación $Fe/(Fe+Mg)$ con respecto a la relación $Ca/(Ca+Na)$ se desplaza ligeramente hacia el polo de la dravita desde el centro del cristal hacia los bordes, pero manteniéndose casi constante la proporción de Ca, lo que indica que la contaminación de Ca que aporta el encajante es muy baja.

Por otra parte, la proyección del Li con respecto al Mg (figura 9.2.11a), exhibe una correlación negativa, que implica un incremento de Li desde la zona de borde hasta la primera zona intermedia y, posteriormente, hasta las vetas de cuarzo-moscovita-turmalina. No obstante, como puede apreciarse, en los bordes de los cristales la tendencia tiende a invertirse, enriqueciéndose el borde en Mg, en lo que puede interpretarse como contaminación por el encajante.

Una correlación negativa similar se da en relación con el contenido del Li vs Fe^{2+} (figura 9.2.11b). En este caso se observa que el mayor contenido del Fe^{2+} se registra en el núcleo marrón de la zona de borde, pero decrece, conjuntamente con el Li, hacia el borde de los mismos cristales. A partir de este punto, se abre un nuevo ciclo con la cristalización de turmalina con núcleo pobre en Fe y rico en Li. En las zonas de reemplazamiento se dan los mayores valores de Li y más bajos de Fe, lo que explica los núcleos incoloros de los cristales. No obstante, hacia el borde de los mismos el contenido de Fe tiende a aumentar ligeramente, a la vez que disminuye el Li, lo cual es otro criterio de reacción de la turmalina con fluidos tardíos de composición controlada por reacción con el encajante.

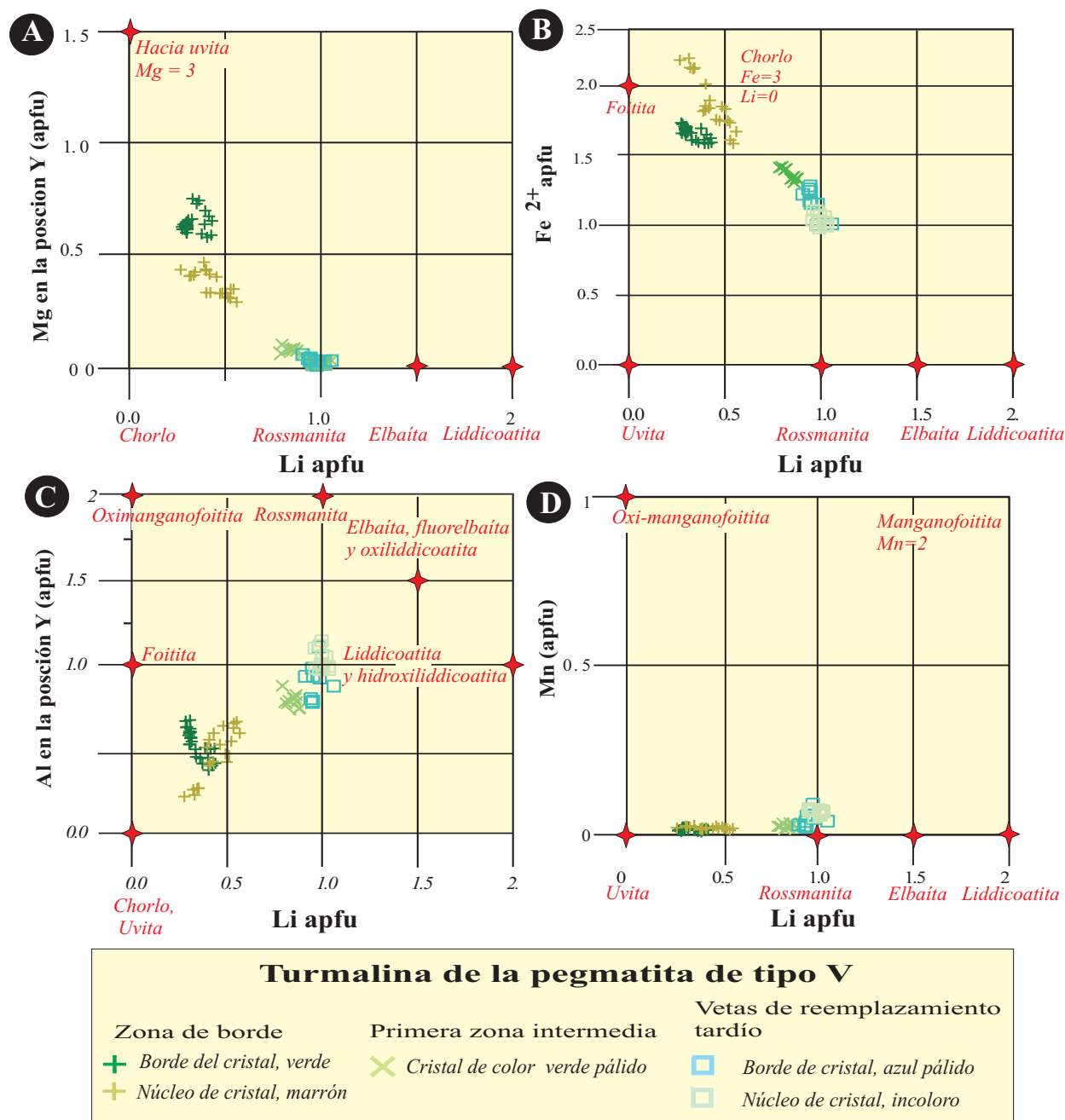


Figura 9.2.11. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo V en los diagramas de Tindley et al. (2005).

La proyección del Li con respecto al Al, ilustra una tendencia positiva marcada por el incremento del Li y Al desde la zona de borde de las pegmatitas hasta la primera zona intermedia, y que se acentúa hasta las vetas de reemplazamiento. De nuevo, las partes tardías de cada cristal muestran una variación retrógrada, que implica generalmente una pérdida de aluminio y, sobre todo, una fuerte pérdida de Li (figura 9.2.11c). El contenido

de Li, de 1,06 apfu, acerca la composición de estas turmalinas a la de la elbaíta. (cabe tener en cuenta que la rossmanita tiene un predominio de vacantes en X).

Finalmente, en la figura 9.2.11d se muestra la variación del Li conforme a la del Mn. No obstante, los contenidos de Mn son tan bajos que, aunque se presenta un ligero incremento en los cristales de turmalina formados en las vetas tardías, es casi imperceptible.

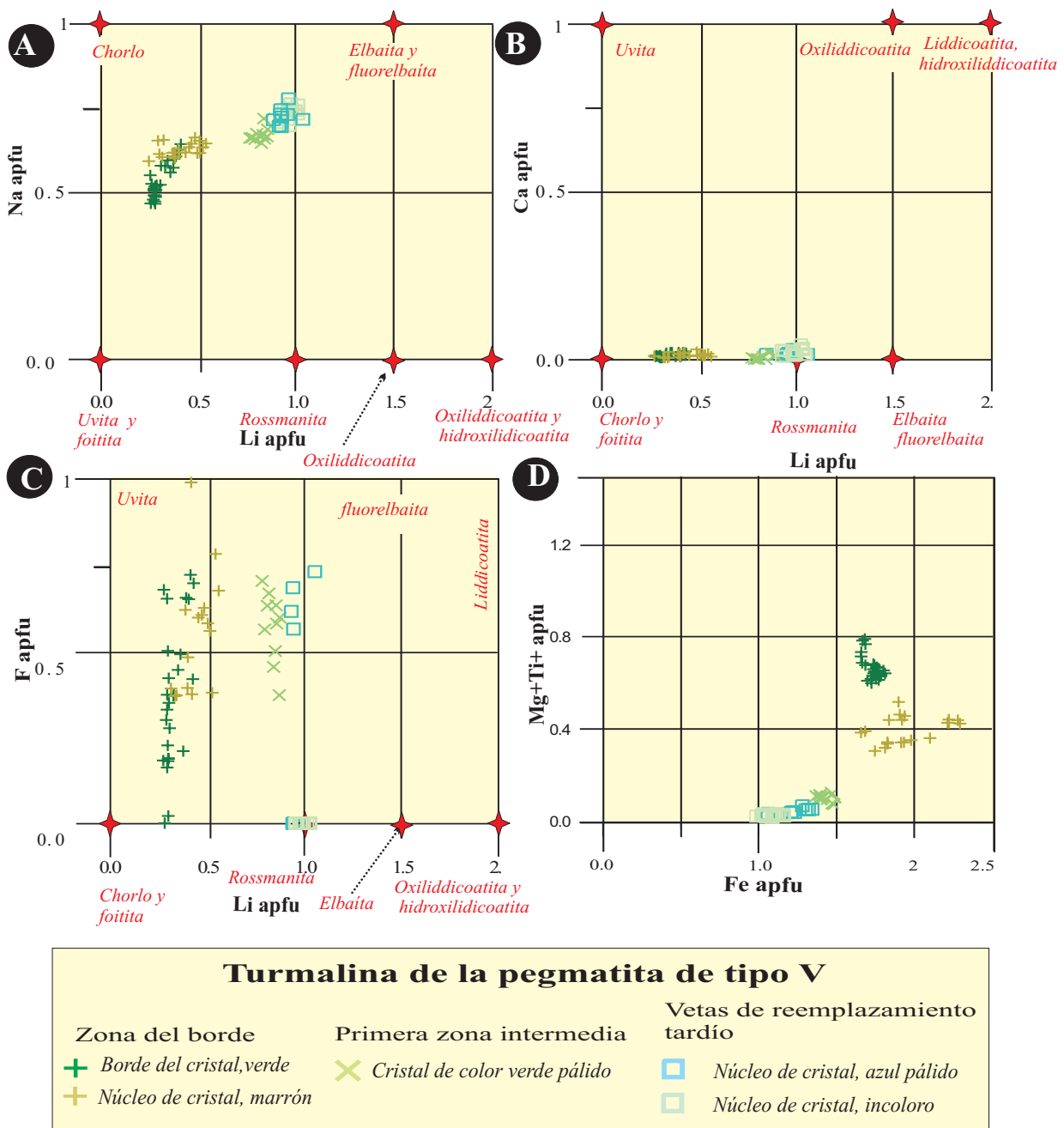


Figura 9.2.12. Representación de los análisis químicos de la turmalina de una pegmatita de tipo V en los diagramas de Tindale et al. (2005) y de Zhang et al. (2004).

La proyección del Li con respecto al Na muestra una correlación positiva. En este caso se observa que el contenido del Li y Na incrementan solidariamente con la secuencia de cristalización en la pegmatita. El contenido del Na oscila entre 0,55 a 0,93 apfu, de modo que la proporción de vacantes es muy baja (figura 9.2.12).

El contenido del Li vs Ca no aporta novedades esenciales, pues como se recordará el contenido en Ca es tan bajo como 0,01-0,03 apfu (figura 9.2.12b).

La proyección del Li con respecto al F, presenta variaciones muy significativas. Como puede apreciarse, la mayoría de las unidades de la pegmatita tienen turmalina rica en F, y de hecho el F se enriquece típicamente en los núcleos de los cristales, tanto en los de la zona de borde como en los de las vetas tardías. De este modo, en los núcleos de los cristales de la zona de borde se forma fluor-chorlo, y en las vetas tardías fluor-elbaíta: en cambio, en los bordes de estos cristales se evoluciona

hacia dravita sin fluor, en el primer caso, y a chorlo sin fluor, en el segundo. Por consiguiente, la entrada de fluidos equilibrados con la roca encajante hace disminuir de manera drástica la actividad de fluor en el fluido pegmatítico.

Finalmente, en la figura 9.2.12d se aprecia la variación de los elementos de contaminación del encajante (Mg+Ti+Ca) en relación con Fe. Se distinguen dos trends: a) el trend de empobrecimiento en Mg y Fe en los núcleos de los cristales (que viene acompañado por el enriquecimiento en Al y Li) desde la zona de borde a las unidades más evolucionadas, y b) el trend de enriquecimiento local en Mg en los bordes de los cristales, por contaminación con fluidos del encajante.

En resumen, en las pegmatitas de tipo V se definen dos tipos de trend en la cristalización de la turmalina: un trend magmático que implica un enriquecimiento en Al, Na y Li (y, en menor medida, Mn) desde la zona de borde a las unidades más tardías, y un trend de enriquecimiento en Mg, Ca, Ti y vacantes en X que se da al final de cada ciclo de cristalización por contaminación con los fluidos procedentes de la roca de caja. Los fluidos de procedencia magmática son los más ricos en F, y los de contaminación con el encajante, los más pobres en este elemento, por lo que el F debe ser de procedencia magmática y no de contaminación con la roca encajante.

9.2.8. AMBLIGONITA-MONTEBRASITA

Como se ha indicado en el capítulo anterior, los minerales de esta serie son comunes en diversos estadios de cristalización de la pegmatita. En la tercera zona intermedia aparece frecuentemente, desarrollando grandes cristales idiomórficos (montebrasita-amblygonita I), si bien en los estadios más tardíos, en las vetas de cuarzo-moscovita puede aparecer en forma de cristales de tamaño pequeño, diseminados entre otros minerales (montebrasita-amblygonita II).

Se dispone hasta este momento de análisis con microsonda electrónica de los cristales de

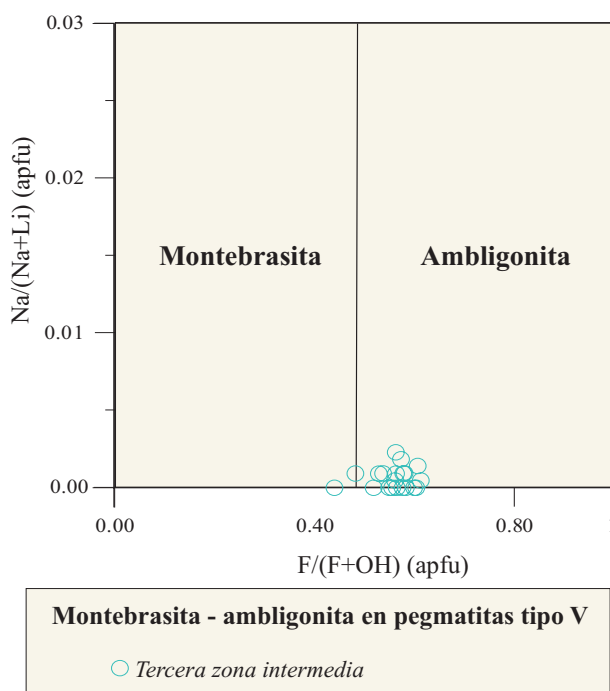


Figura 9.2.13. Representación gráfica de los análisis químicos de minerales de la serie ambligonita-montebrasita (generación de tipo I) en la pegmatita de tipo V.

gran tamaño de la tercera zona intermedia (montebrasita-amblygonita I). Estos cristales son bastante homogéneos desde el punto de vista composicional, y su contenido de fluor los sitúa con composiciones intermedia de la serie pero mayoritariamente dentro del campo de la ambligonita, si bien con algunos resultados gradando hacia el campo de la montebrasita y llegando a invadir ligeramente el mismo (figura 9.2.1.13). Por lo demás, el contenido en álcalis es el que cabe esperar, prácticamente nulo en Na.

Estos resultados contrastan con los obtenidos en las pegmatitas de tipo IV, en donde la proporción de F, incluso en las vetas tardías, es sistemáticamente menos elevado, representándose todos sus resultados dentro del campo de la montebrasita.

Todo ello sugiere que existió una actividad de F más elevada durante la cristalización de las pegmatitas de tipo V que en las de tipo IV, incluso ya desde los estadios de cristalización precoces, durante la consolidación de las zonas intermedias.

9.2.9. GRUPO DEL APATITO

Se cuenta con análisis puntuales mediante microsonda electrónica de la composición de los elementos mayoritarios en cristales de apatito azul o incoloro de la primera y segunda zonas intermedias.

Se ha representado los análisis en los diagramas de Piccoli y Candela (2002). En la posición del anión adicional toda la posición está ocupada por fluor, siendo nulos los componentes hidroxilo, carbonato o cloruro, por lo que este mineral corresponde a las proximidades del término extremo puro fluorapatito.

Por otra parte, el contenido en tierras raras no es detectable con la microsonda electrónica; los contenidos en Sr son asimismo casi nulos. En lo que respecta al contenido en álcalis, es prácticamente nulo, siendo la posición catiónica ocupada casi exclusivamente por Ca. No obstante, existen pequeñas proporciones de Mn, siempre en el orden de 1-3 %; la proporción de Fe es todavía mucho más baja. El contenido en Mn (y, en parte, de Fe) parece aumentar muy ligeramente en la segunda zona intermedia, pero la diferencia de valores no es muy remarcable.

En la posición del anión PO_4 parece que no se dan sustituciones significativas por parte de otros aniones, como SiO_4 , AsO_4 u otros, por lo que la composición química del mineral se asemeja bastante, excepto por las pequeñas concentraciones de Mn, a la composición estequiométrica del fluorapatito.

9.2.10. GRUPO DE LA COLUMBITA

En la pegmatita de tipo espodumena los óxidos de Nb-Ta aparecen en la primera, segunda y tercera zonas intermedias. Se encuentran formados principalmente por minerales de los grupos de la columbita y del pirocloro. Los minerales del grupo de la estibiotantalita, aunque presentes, son escasos.

En el caso del grupo de la columbita, los cristales analizados con microsonda electrónica hasta el presente momento de estos minerales corresponden casi en su totalidad al campo de la ferrocolumbita. Se trata de

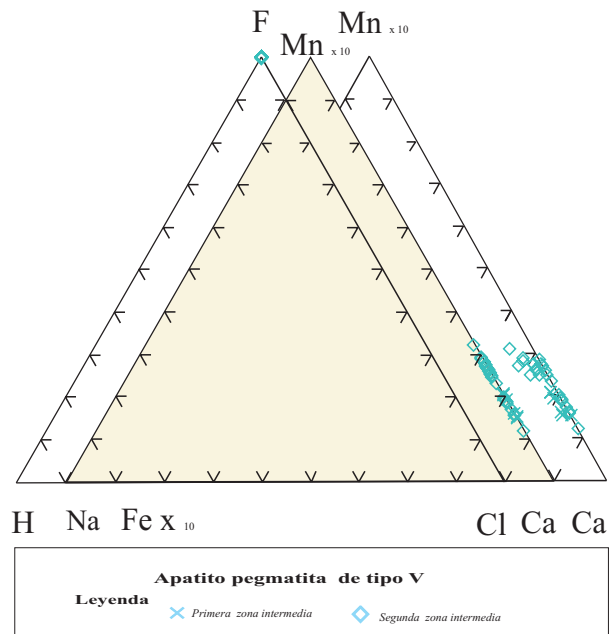


Figura 9.2.14. Representación gráfica de la composición química de los cristales de minerales del grupo del apatito de las pegmatitas de tipo V en los diagramas de Piccoli y Candela (2002).

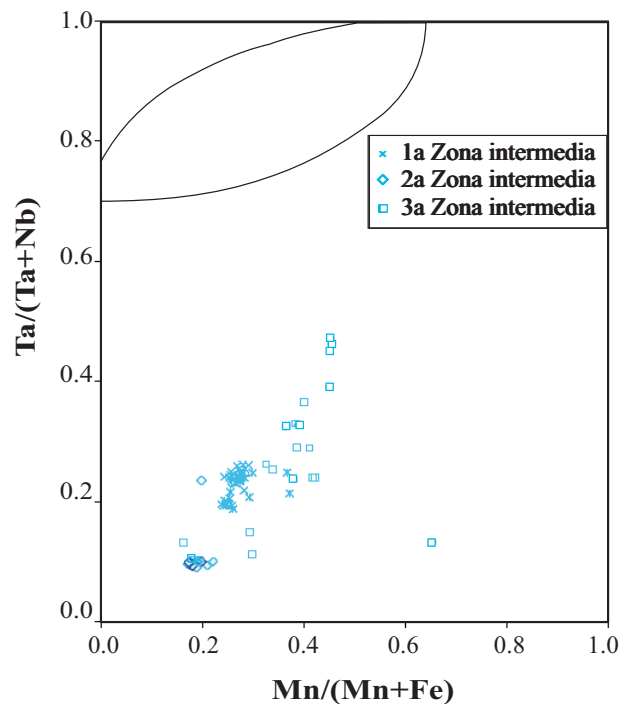


Figura 9.2.15. Representación gráfica de la composición química de los cristales de minerales del grupo de la columbita de las pegmatitas de tipo V (espodumena) en función de la zona muestreada, en el diagrama clásico de $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ y $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$.

cristales idimórficos de tamaño muy pequeño, generalmente inferiores a 100 μm , si bien en la segunda y tercera zonas intermedias tienen dimensiones longitudinales en el orden de varios centímetros. Frecuentemente no presentan zonación o bien ésta no es muy marcada; cuando está presente, suele limitarse a una envoltura exterior más rica en Ta. En algunos cristales aparece un zonado convolucionado que, en algunas ocasiones, se presenta en los bordes de los cristales.

Según su composición, todos los minerales del grupo de la columbita presentes en esta pegmatita pertenecen a la ferrocolumbita; la relación $\text{Ta}/(\text{Ta}+\text{Nb})$ oscila mayoritariamente entre 0.10 y 0.24 y la relación $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ entre 0.16 y 0.45 (figura 9.2.15). Existe una única excepción en un análisis correspondiente a la tercera zona intermedia, donde el $\text{Mn}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ llega a 0.65 y, por lo tanto, se trata de manganocolumbita.

El WO_3 , TiO_2 y SnO_2 normalmente son inferiores al 1% en peso. Y, Sb, Pb, Ca, Mg y Bi se encuentran en concentraciones a nivel de trazas.

9.2.11. GRUPO DEL PIROCLORO

La pegmatita de tipo V es rica en una gran diversidad de minerales del grupo del pirocloro. Estos minerales aparecen en la segunda y, sobre todo, en la tercera zona intermedia, siempre como productos de reemplazamiento de columbita. La mayoría de estos minerales son del subgrupo de la microlita, pero también aparecen en mucha menor proporción términos pertenecientes a los subgrupos de la betafita y del pirocloro (figura 9.2.16).

En el caso del mineral del subgrupo de la betafita, se trata de estibiobetafita, y aparece en la segunda zona intermedia; no obstante, en su composición entran fuertes proporciones de componente pirocloro ss. El contenido en Sb_2O_3 es del 25.1-25.9% en peso, pero contiene un 10% de TiO_2 en peso y un 6-9% en peso de PbO .

Dentro del subgrupo del pirocloro, y más concretamente como estibiopirocloro, pueden

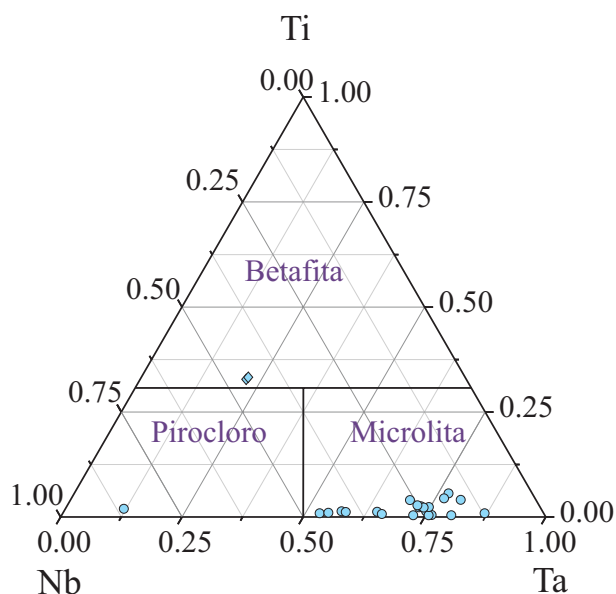


Figura 8.2.32. Representación gráfica de las composiciones químicas de los minerales del grupo del pirocloro de las pegmatitas de tipo V (pegmatita de Pitau) del campo pegmatítico de Giraúl en el diagrama de clasificación del grupo del pirocloro, basado en las proporciones Ti-Nb-Ta. Adaptado de Hogarth (1977).

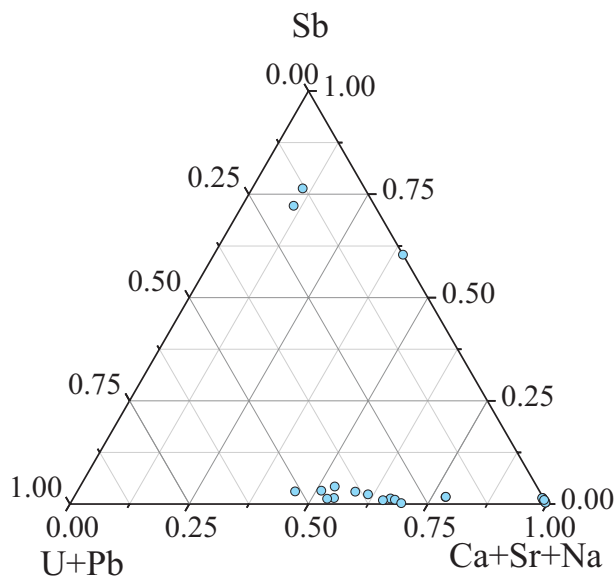


Figura 8.2.32. Representación gráfica de las composiciones químicas de los minerales del grupo del pirocloro de las pegmatitas de tipo V (pegmatita de Pitau) del campo pegmatítico de Giraúl en función de la ocupación de cationes grandes en la posición A, de alta coordinación..

clasificarse algunos cristales en una muestra correspondiente a la tercera zona intermedia. En este caso el contenido en Sb_2O_3 es del 21.7% en peso, el TiO_2 es 0.7% en peso y PbO se halla por debajo del límite de detección.

En esta pegmatita se distinguen dos generaciones de microlita, con una marcada diferencia entre la composición de ambas. Una de ellas es rica en Ca (9.5-11.0% CaO), Na (5.5-6.5%) y Fluor (4.9-6.2%). La otra es una uranomicroilita, con 13.0-16.0% en peso de UO_2 , con un contenido en F de hasta 1.5% en peso y PbO hasta 3% en peso (figura 9.2.17).

9.2.12. CASITERITA

La casiterita es un mineral abundante en esta pegmatita, apareciendo en todas las zonas. Aparece formando cristales idiomórficos

de hasta 1mm, en los que, bajo el microscopio óptico, a menudo se observa un zonado oscilatorio. Los cristales en ocasiones se hallan maclados formando la típica macla en pico de estaño.

El contenido en SnO_2 es elevado, acorde con la estequiometría del mineral, alrededor del 98% en peso (Tabla 12). En el caso de las pegmatitas de tipo V el componente minoritario más abundante en la casiterita es el Ta_2O_5 , puesto que puede llegar hasta un 5.37 %, y que a menudo es más alto del 2%, por lo que podría llegar a considerarse mena de Ta en el caso de fuertes concentraciones de este mineral. En cambio, el Nb_2O_5 a menudo está totalmente ausente o puede llegar hasta 0.89% en peso, excepto dos valores con algo más de 1% en peso. El TiO_2 es escaso, generalmente se halla entre un 0 y 0.25% en peso, excepcionalmente una muestra tiene entre 0.27 y 0.89% en peso de TiO_2 .

9.3. INCLUSIONES FLUIDAS

9.3.1 INTRODUCCIÓN

Las inclusiones fluidas son porciones de líquido o de gas o de una mezcla de estas dos fases, que fueron atrapadas en minerales. Sus tamaños generalmente oscilan entre unas décimas de micras y unos cientos de micras de diámetro. Las formas de las inclusiones pueden ser esféricas, ovales, irregulares o regulares, en forma de cristal negativo; éstas últimas corresponden a la estructura cristalina de los minerales que albergan las inclusiones. Las inclusiones aparecen individualmente, en grupos característicos, en zonas o en masas a lo largo de superficies o planos en el cristal.

Las inclusiones fluidas se consideran muestras directas de las fases volátiles que han circulado por la litosfera durante el tiempo geológico. Los resultados de los estudios microtermométricos contribuyen a la caracterización de los procesos naturales que ocurren en el momento en que estos volátiles son atrapados, permitiendo obtener datos del sistema en el que se formó el mineral: temperatura, presión, composición del fluido.

Tipos de inclusiones

La determinación del origen de las inclusiones fluidas es muy importante. Para ello, la clasificación más usada es la que las relaciona con el momento de su atrape en el mineral que las contiene. La clasificación más usual reconoce tres términos que son usados para clasificar el origen de las inclusiones fluidas: primarias, secundarias, y pseudo-secundarias (Roedder, 1984).

Las inclusiones fluidas primarias son las atrapadas durante el crecimiento del cristal. Son aquéllas que están aisladas dentro de un cristal sin relación obvia con cualquier estructura que permita el escape o entrada de gas o líquido.

Las inclusiones fluidas secundarias son las atrapadas después del crecimiento del cristal. Se ubican en planos de fracturas y similares. Las inclusiones secundarias están generalmente en planos (abiertos o cerrados) donde la fuga pudo ser posible y representan fluidos atrapados con posterioridad a la formación del cristal.

Las inclusiones pseudosecundarias son las que se forman durante estadios tardíos de desarrollo del cristal en microfracturas o planos de crecimiento del cristal. Si las inclusiones se relacionan a zonas de crecimiento del cristal (por ejemplo, cristales zonados de cuarzo) entonces se trata de inclusiones primarias, aunque tengan una distribución planar. Si se asocian a fracturas del cristal se consideran secundarias.

La distinción entre inclusiones primarias y secundarias es un problema fundamental en la investigación de inclusiones fluidas. El origen de la inclusión debe determinarse claramente; de lo contrario, los resultados analíticos no tienen significado geológico (no son reales).

El que las inclusiones se encuentren aisladas no necesariamente significa que sean primarias, debe hacerse un estudio previo de los cristales que presentan inclusiones para determinar su naturaleza. El tamaño y la forma de las inclusiones fluidas no son diagnóstico para distinguir entre primarias y secundarias.

Selección de las inclusiones fluidas

Para hacer la selección de las inclusiones fluidas que se debe estudiar, se tiene que establecer la relación entre las mismas y el proceso que se quiere investigar. A partir de secciones delgadas (200-300 micras) doblemente pulidas, se hará la separación de las diferentes familias de inclusiones presentes. Aunque la mayoría de las muestras contienen

numerosas asociaciones de inclusiones, sólo algunas de ellas serán relevantes para dar respuestas que conduzcan a la solución del problema. Antes que cualquier asociación de inclusiones fluidas pueda ser utilizada para estudiar la evolución térmica y química de un sistema geológico, se debe estar seguro de que los fluidos atrapados en las inclusiones sean representativos de los fluidos existentes en el momento de la formación de la inclusión. Para ello las inclusiones deben cumplir las siguientes reglas (Roedder, 1979, 1984):

- Las inclusiones deben atrapar una fase homogénea antes de enfriarse.

- Las inclusiones representan un sistema isocórico.

- Después de su atrape, nada ha sido añadido ni sustraído de las inclusiones.

En algunas inclusiones puede ocurrir el fenómeno de estrangulamiento, esto hace que las inclusiones afectadas no pueden suministrar información útil para determinar las condiciones de formación de los cristales formados a partir de fluidos hidrotermales (Goldstein y Reynolds, 1994).

Fundamento del estudio de las inclusiones fluidas

Si originalmente se atrapa un líquido homogéneo (L) a cierta presión y temperatura; este líquido al enfriarse se mantiene a lo largo de una línea de isodensidad, o isocora, hasta interceptar la línea líquido-vapor, donde se origina una burbuja (L+V) y continúa su enfriamiento por la línea de fase líquido-vapor, como por ejemplo en el diagrama de fases del H₂O (figura 9.3.1).

Si tenemos una inclusión fluida con líquido + vapor, en el laboratorio podemos revertir el proceso calentando la inclusión fluida hasta el punto en que desaparece la burbuja y registrar esta temperatura, que es la temperatura de homogenización.

La temperatura de homogenización es una temperatura mínima de atrape del fluido hidrotermal (menor que la temperatura verdadera). En minerales formados a altas temperaturas y profundidades la diferencia

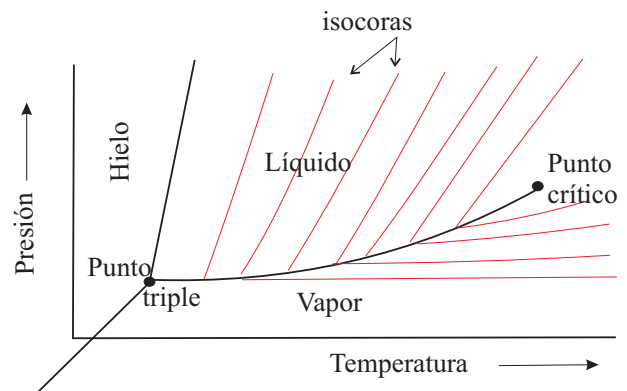


Figura 9.3.1. Ejemplo de distribución de las isocoras en un sistema sencillo, en agua pura.

entre la temperatura de homogenización y la temperatura real de atrape puede exceder los 300°C.

La temperatura de atrape se puede determinar si existen datos independientes de la presión a la que fue atrapado el fluido.

Microtermometría

La microtermometría es la técnica analítica más importante en el estudio de las inclusiones fluidas. Consiste en la medida de las temperaturas a las cuales se produce una transición de fase en el interior de las inclusiones al ser sometidas a calentamiento o a enfriamiento. Estas medidas permiten determinar la composición y densidad de la inclusión.

El procedimiento a seguir en microtermometría consta de dos fases, una de enfriamiento a temperaturas hasta que congela la inclusión y otra de calentamiento hasta llegar a la temperatura en la que homogeniza la inclusión.

En minerales que presentan exfoliación siempre deben realizarse primero las medidas de calentamiento y después las de enfriamiento, ya que el enfriamiento puede provocar modificaciones de la cavidad de la inclusión.

Durante el enfriamiento se congela la inclusión con nitrógeno líquido, mucho más allá de la temperatura de solidificación, porque por razones cinéticas no se congela

inmediatamente. Luego se deja que su temperatura vuelva a subir gradualmente y se llega al punto en que comienza a descongelar. Esta temperatura corresponde a la temperatura eutéctica o de primera fusión (T_e). El valor de esta temperatura es característico del sistema al que pertenezca el fluido atrapado. Por ejemplo, en el caso del sistema NaCl-H₂O es de 21,2.

Luego se prosigue el calentamiento, determinándose otras transformaciones como la temperatura de fusión de la hidrohálita (T_{hh}), la cual a menudo es difícil de observar, y la temperatura de fusión del hielo.

En casos en los que además de agua y sales haya CO₂ o metano podremos tener una fase que funde entre -10 y 10°C, que es el clatrato.

Determinación de la densidad de la inclusión

Sistema H₂O-Sales

a) Inclusiones subsaturadas

La temperatura de fusión del hielo permite determinar la salinidad del fluido en % peso NaCl equivalente, de acuerdo a curvas determinadas experimentalmente. Cabe señalar que las inclusiones frecuentemente tienen otras sales disueltas, como KCl, CaCl, etc., pero como la determinación es indirecta se asume un sistema simple de H₂O+NaCl y se determina la salinidad relativa a este sistema. Existen fórmulas que permiten el cálculo numérico de la salinidad. Cuando no hay sales (sólidas) en la inclusión, la salinidad puede determinarse por la fórmula planteada por Potter (1977):

$$\% \text{ peso NaCl eq.} = 1,76958\theta - 4,2384 \cdot 10^{-2}\theta^2 + 5,2778 \cdot 10^{-4}\theta^3 \pm 0,028$$

$$\text{NaCl eq. Molar} = 0,30604\theta - 2,8598 \cdot 10^{-3}\theta^2 + 4,8690 \cdot 10^{-6}\theta^3 \pm 0,007$$

θ = temperatura en °C a la que se funde el último cristal de hielo en la inclusión.

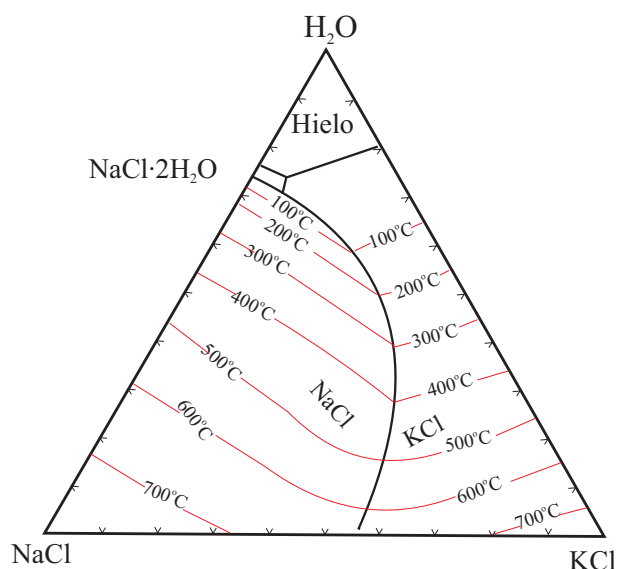


Figura 9.3.2. Diagrama ternario del sistema H₂O - NaCl - KCl.

La fórmula permite calcular la salinidad en el rango $-20,8^\circ\text{C} < \theta < 0^\circ\text{C}$ de temperaturas de fusión.

En las inclusiones con NaCl y KCl es posible calcular una salinidad en % peso de NaCl + KCl equivalente, pero la estimación debe realizarse en un diagrama ternario de H₂O - NaCl - KCl (figura 9.3.2).

b) Inclusiones fluidas saturadas

En inclusiones fluidas saturadas que contienen fases sólidas de sales hay que calentarlas para disolver la fase sólida y con la temperatura a la que se disuelve el último cristal de sal se puede determinar la salinidad por la fórmula:

$$\% \text{ peso NaCl eq.} = 26,218 + 0,0072t + 0,000106t^2 \pm 0,05$$

t = temperatura a la que el último cristal de sal se disuelve en la inclusión (en este caso no es la temperatura de fusión; hay que calentar la inclusión para que la sal se disuelva).

También puede estimarse la salinidad de inclusiones fluidas utilizando la temperatura de disolución de la halita o silvita del gráfico de Shepperd et al. (1985).

Sistema H_2O-CO_2 -Sales

Al congelar la inclusión parte del agua presente en solución pasa a formar clatrato ($CO_2 \cdot 5,75H_2O$), por lo que a partir de la temperatura de fusión del hielo se obtiene una salinidad mayor que la real.

En estos casos se debe determinar la temperatura de fusión del clatrato, que ocurre entre -10 y $10^\circ C$. A partir de esta temperatura se puede determinar la salinidad utilizando la ecuación de Dubessy et al. (1992):

$$\% \text{ peso NaCl eq.} = 0,00098241 * (10 - t_{cl}) * (t_{cl}^2 + 45,385 * t_{cl} + 1588,75)$$

t_{cl} = temperatura a la que el último cristal de sal se disuelve en la inclusión

Cálculo de las isocoras

Las isocoras se pueden determinar a partir de la densidad de la inclusión y su temperatura de homogenización.

Actualmente existen diversos programas de ordenador que facilitan, a partir de estos parámetros, el cálculo de las isocoras, como el programa MacFlincon (Brown y Hagemann, 1994), o el suministrado por la universidad de Leoben (Bakker, 2003).

9.3.2. METODOLOGÍA Y MUESTREO

Para el estudio de las inclusiones fluidas de las pegmatitas de tipo V de Giraúl, se prepararon diversas láminas delgadas doblemente pulidas en muestras de cuarzo, espodumena, ambligonita y turmalina procedentes de las pegmatitas de tipo V espodumena, tercera zona intermedia.

Estos minerales se seleccionaron atendiendo a su representatividad en la secuencia, además de su grado de transparencia, cristalinidad y ausencia de fracturas u otras imperfecciones mecánicas.

En primer lugar se realizó el estudio petrográfico de las láminas con la descripción de las inclusiones presentes.

Posteriormente se realizaron las medidas microtermométricas en una platina calentadora-refrigeradora Linkam T600 en el Laboratorio de inclusiones fluidas (LIFS) del Departament de Geoquímica, Petrologia y Prospecció Geològica de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona.

En el caso de minerales con exfoliación se realizaron primero las medidas a alta temperatura y, en segundo lugar, los enfriamientos, mientras que en el cuarzo se procedió del modo contrario.

Los valores registrados han sido los siguientes: temperatura de primera fusión o eutéctica (Te), temperatura de fusión del hielo (Tm), temperatura de fusión del clatrato (Tcl) y temperatura de homogenización (Th).

Las isocoras se han calculado mediante el programa de Bakker (2003).

9.3.3. PETROGRAFÍA DE LAS INCLUSIONES

Espodumena

La espodumena de estas pegmatitas es muy rica en inclusiones fluidas (figura 9.3.3). Éstas inclusiones se hallan distribuidas en grupos, presentando forma regular, con forma elongada siguiendo la dirección de alargamiento del cristal según el eje *c*, que es también la dirección de intersección entre las exfoliaciones típicas de piroxeno. Estas inclusiones llegan a tener hasta 2mm de longitud.

Todas estas inclusiones son extremadamente ricas en sólidos. En algunas inclusiones el contenido en sólidos representa más del 75% del total del volumen de la inclusión, mientras que algunas otras inclusiones no presentan sólidos en su interior.

La burbuja representa el 10-20% del volumen total de la inclusión; no se observa la presencia de fases volátiles.

Amblygonita

Algunos cristales de amblygonita también son muy ricos en inclusiones fluidas que, al

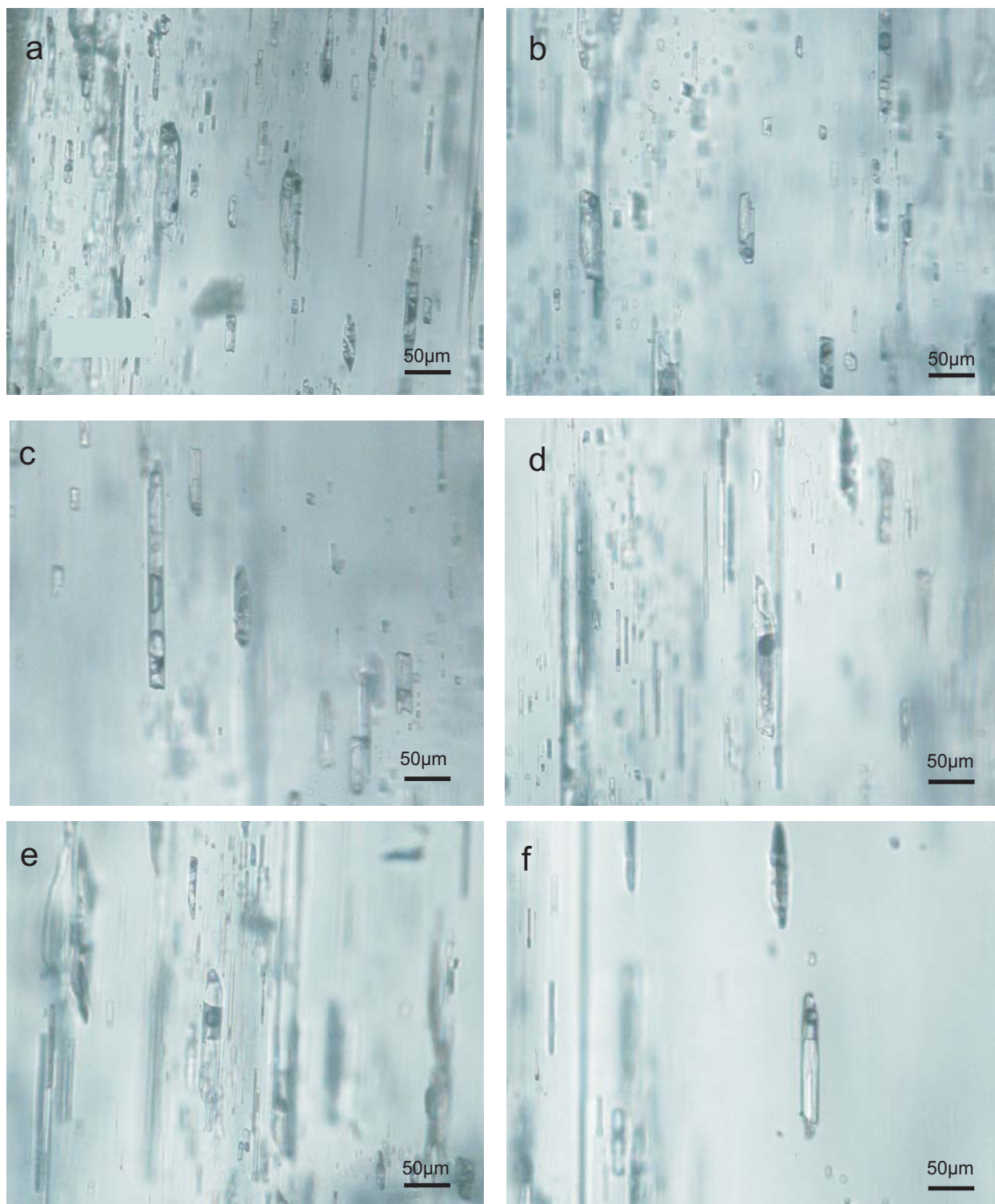


Figura 9.3.3. Inclusiones fluidas en cristales de espodumena de las pegmatitas de tipo V de Giraúl. A remarcar la abundancia de inclusiones sólidas. Escala, 100 micras.

igual que en el caso anterior, son muy ricas en sólidos (figura 9.3.4a,b). A temperatura ambiente, la burbuja ocupa el 35-60% del volumen total de la inclusión. En este caso, presentan CO_2 observándose a menudo una doble, burbuja debido a la presencia de CO_2 líquido.

Cuarzo

Las inclusiones fluidas fueron estudiadas en dos generaciones de cuarzo. Una de ellas (Q1) se caracteriza por la coexistencia de dos tipos de inclusiones fluidas, las más abundantes

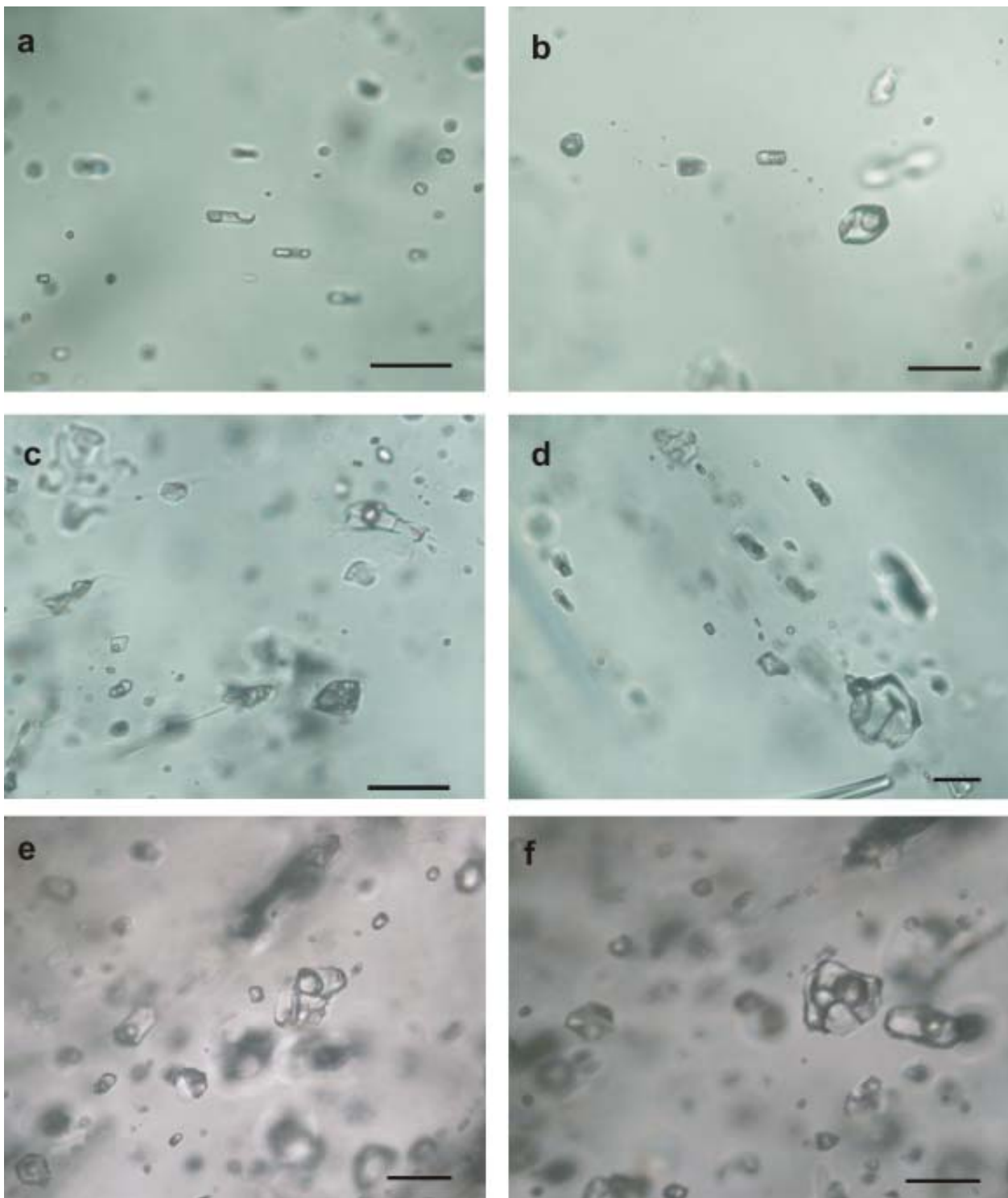


Figura 9.3.4. Inclusiones fluidas en amblygonita (a, b) y en cuarzo (c, d, e, f). Nótese la abundancia de sólidos y la presencia de fase gaseosa.

de las cuales presentan similares características a las de los minerales anteriores en cuanto a distribución y riqueza en sólidos, pero son acuosas y no contienen una fase carbónica. Muchos de los sólidos incluidos son apatito (figura 9.3.4c) que, en ocasiones, se haya

parcialmente incluido en la inclusión fluida y parcialmente en el cuarzo encajante. En estos cristales también hay abundantes inclusiones de apatito orientados paralelamente a las inclusiones fluidas. Por lo tanto, la formación del apatito, cuarzo y sus inclusiones fluidas

sería simultánea. Una situación similar ocurre en las inclusiones fluidas de pegmatitas de litio de Vlasti Jovice, República Checa (Ackerman et al., 2007).

Otras inclusiones, muy escasas, que coexisten con las anteriores, están formadas por una parte acuosa, otra de fundido y una burbuja de vapor que representa el 10-15% del total del volumen de la inclusión (figura 9.3.4d).

La otra generación de cuarzo (Q2) se caracteriza por la presencia de inclusiones fluidas primarias y secundarias. Las primarias se localizan siguiendo las direcciones de crecimiento del cristal, son ricas en sólidos en su interior y son acuosas-carbónicas multifásicas (figura 9.3.4e,f).

9.3.4. MICROTERMOMETRIA

En la Tabla 9.3.1 se presenta un resumen de los resultados microtermométricos. Las temperaturas eutécticas en las inclusiones de espodumena son de -44 a -46°C; en el cuarzo son inferiores a -50°C, mientras que en la ambligonita son de alrededor de -30 a -35°C. Estos valores indican una diferencia en su contenido en cationes (Crawford, 1981).

Las inclusiones de espodumena no presentan CO₂, por lo que la última fase en fundir es el hielo, esto ocurre generalmente entre -9 y -3°C (figura 9.3.5). La salinidad, determinada a partir de la temperatura de esta temperatura varía entre 4.3 y 13.0 % de NaCl eq. La temperatura de homogenización en estas inclusiones oscila entre 245 y 262°C. (figura 9.3.6).

Las inclusiones presentes en la ambligonita presentan una fase volátil que ha sido identificada mediante Raman como CO₂ puro. El CO₂ homogeniza principalmente a la fase líquida, en algunos casos a vapor y en una ocasión se produjo homogenización crítica, por desaparición del menisco. La temperatura de homogenización del CO₂ oscila entre 18.4 y 28.1°C (figura 9.3.7). La última fase en descongelar es el clatrato, entre 4.3 y 8.4°C (figura 9.3.8), lo que indica una salinidad de 4.3 a 8 % NaCl eq. Con el calentamiento, más

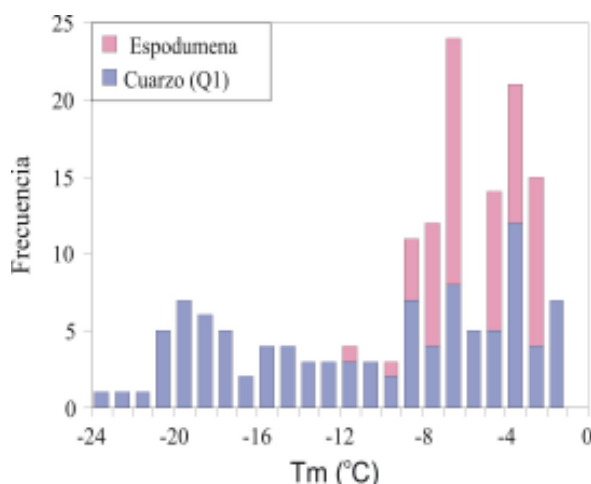


Figura 9.3.5. Temperaturas de fusión del hielo en inclusiones de cuarzo y espodumena de las pegmatitas de tipo V.

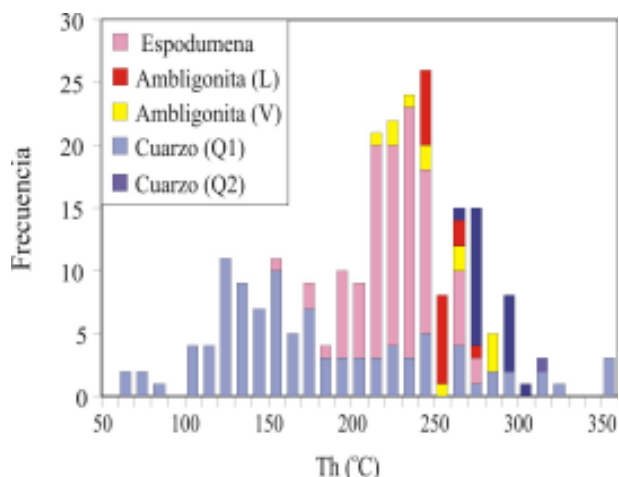


Figura 9.3.6. Temperaturas de homogenización en inclusiones de cuarzo, ambligonita y espodumena de las pegmatitas de tipo V.

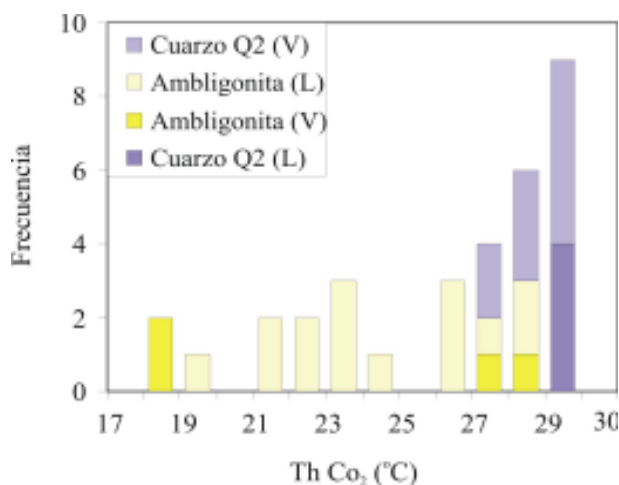


Figura 9.3.7. Temperaturas de homogenización de CO₂ en inclusiones de cuarzo, ambligonita y espodumena de las pegmatitas de tipo V.

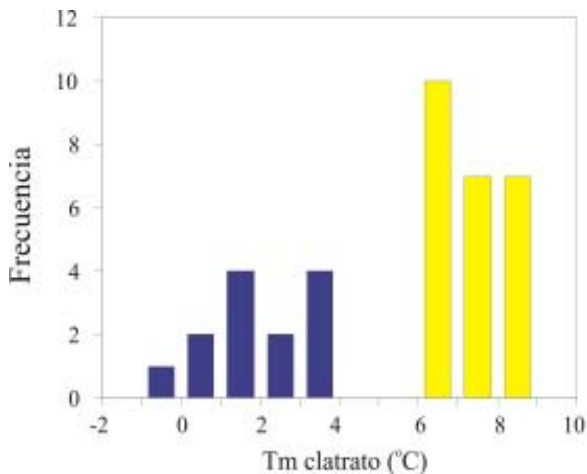


Figura 9.3.8. Temperaturas de fusión del clatrato. Ambligonita: amarillo; cuarzo: morado.

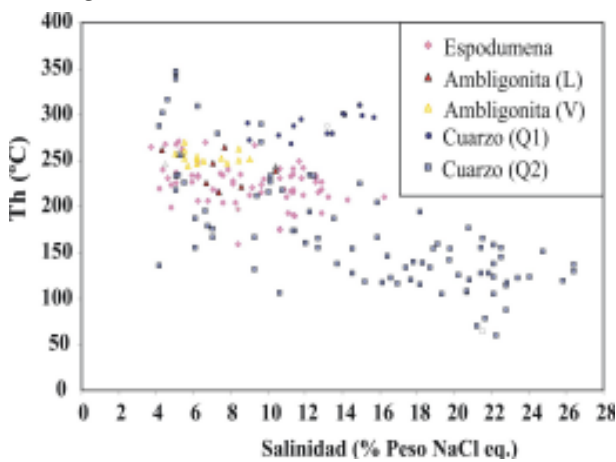


Figura 9.3.9. Gráfico de correlación entre las temperaturas de homogenización y la salinidad en los minerales de las pegmatitas de tipo V de Giraúl.

de la mitad de las inclusiones decrepitan antes de alcanzar la temperatura de homogenización. Ésta en algunos casos se produce a la fase líquida (8 casos) y en otros a la vapor (16 casos); en el primer caso el rango es de 215-264°C y en el segundo caso es de 240 a 262°C (figura 9.3.6).

Las inclusiones en cuarzo Q1 presentan un amplio rango de salinidades; la temperatura de fusión del hielo oscila entre -2.5 y -23°C (figura 9.3.5), lo que indica una salinidad entre 4 y 26 % de NaCl eq., con una ligera bimodalidad a 5 y 22% NaCl eq. Este cuarzo también presenta un amplio rango en la temperatura de homogenización, entre 59 y 280°C (figura 9.3.6).

Existe una transición entre estos valores (figura 9.3.9), con una correlación inversa entre salinidad y temperatura de homogenización.

Aunque resultan muy difíciles de discernir a partir de la petrografía, de los datos microtermométricos obtenidos, amplios rangos de salinidad y temperatura de homogenización, se deduce la presencia de dos familias de inclusiones pasando gradualmente de una a otra. La primera familia esta compuesta por espodumena, ambligonita, y Q1 que homegeniza a alta temperatura y baja salinidad y la segunda familia de Q2 que homogeniza a bajas temperatura y tien alta salinidad.

Ambas familias parecen primarias, por lo que las de mayor temperatura y menor salinidad (Q1a) se habrían formado durante la formación del cristal y las otras (Q1b), junto a las inclusiones de apatito, se formarían más tarde, durante la etapa de metasomatismo. La inclusión de fundido homogenizó a 270°C .

Las inclusiones presentes en el cuarzo Q2 presentan también una fase volátil que ha sido identificada mediante Raman como CO_2 puro. El CO_2 en la mayoría de los casos homogeniza a la fase vapor y raramente a la líquida. La temperatura de homogenización de este CO_2 es de $27-30^{\circ}\text{C}$.

La última fase en descongelar

Tabla 9.3.1. Resumen de los resultados microtermométricos

Mineral	Tipo de Inclusion	Grado de relleno	Salinidad (%NaCl eq.)	Th ($^{\circ}\text{C}$)	Densidad (gCC)	Fracción Molar,		
						H_2O	CO_2	NaCl
Cuarzo (Q1)	(L-V)a	0,9	5,0	250	0,85	0,984	0,000	0,016
Cuarzo (Q1)	(L-V)b	0,9	22,0	120	1,12	0,917	0,000	0,083
Cuarzo (Q1)	Fundido	0,9						
Cuarzo (Q2)	(L-V)	0,85-0,9	13,0	285	1,00	0,913	0,045	0,042
Espodumena	(L-V)	0,85-0,9	8,0	240	0,89	0,974	0,000	0,026
Ambligonita	(L-V)	0,4-0,6	6,9	250	0,92	0,798	0,184	0,018

a: pobres en apatito; b: ricas en apatito

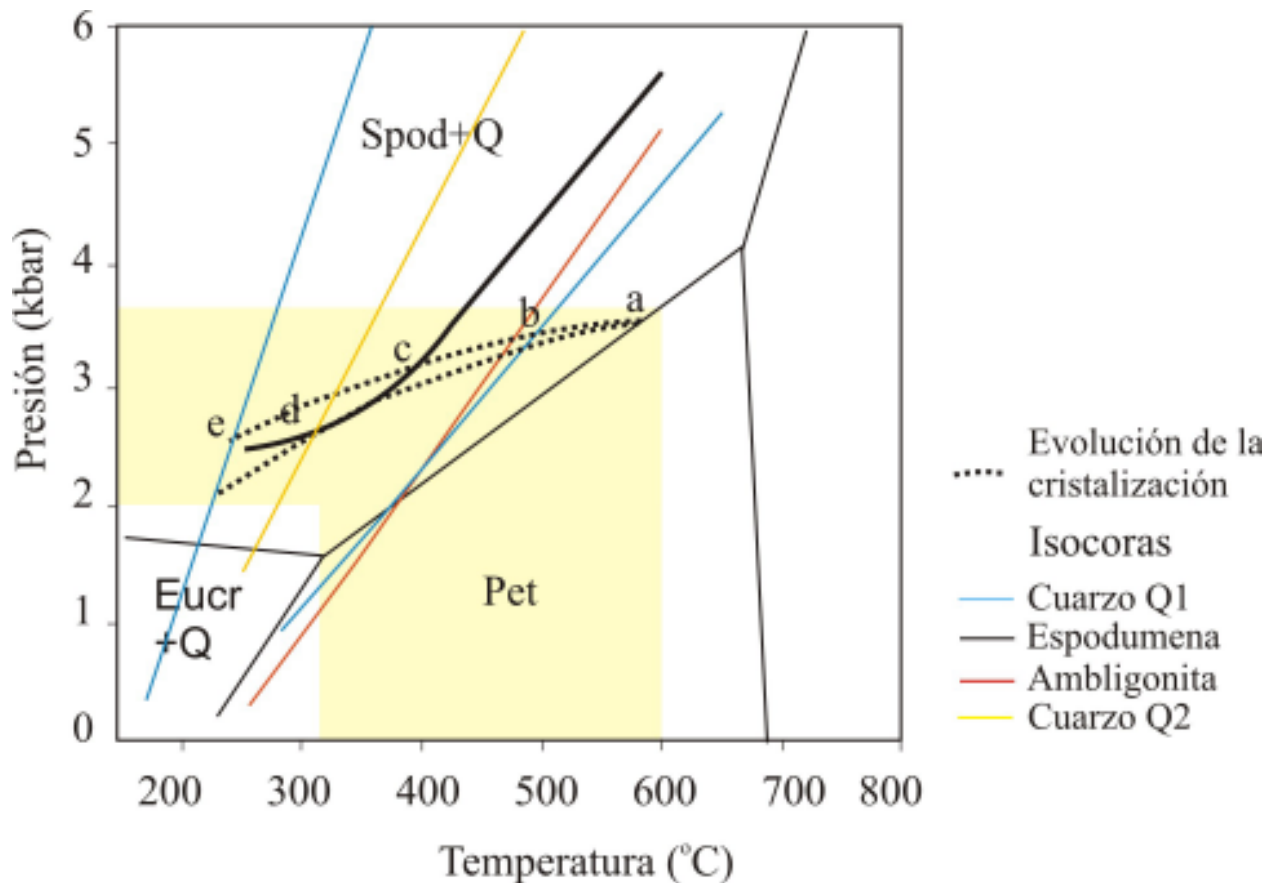


Figura 9.3.10. Evolución de las condiciones P-T durante la cristalización de los estadios tardíos de las pegmatitas de tipo V de Giraúl, a partir de las inclusiones fluidas. Véase texto para explicación.

generalmente es el clatrato, entre -07 y 3°C . En dos inclusiones la última fase en fundir fue el hielo a $-5,8^{\circ}\text{C}$. La salinidad de estas inclusiones oscila entre 9 y 15.7% NaCl eq. Gran número de inclusiones decrepitan antes de llegar a su temperatura de homogenización, la cual se encuentra entre 268 y 310°C .

9.3.5. DISCUSIÓN

La espodumena puede ser un mineral primario formado en condiciones magmáticas o hidrotermales, y secundario, formado a partir de petalita (Filip et al. 2006). En el caso de la pegmatita de Giraúl las relaciones texturales que presenta con el cuarzo formando intercrecimientos simplectíticos, similares a los observados por Èerný y Ferguson (1972), indican que existen dos generaciones de espodumena, una de ellas corresponde a un mineral secundario formado por desestabilización de petalita.

Aunque no se puede hacer una interpretación con valores exactos de temperatura y presión, el estudio de las inclusiones fluidas realizado nos permite obtener unas isocoras a partir de las cuales se puede trazar una línea de evolución aproximada en el campo P,T para las pegmatitas de espodumena de Giraúl (figura 9.3.10). Para establecer las condiciones iniciales (a) partimos de las relaciones de fase de los aluminosilicatos de litio (London y Burt, 1982). La curva líquidus del sistema se ha supuesto como máximo a 600°C , ya que se trata de un sistema rico en Li y F (Burnham y Nekvasil, 1986). En estas condiciones la presión sería como máximo de 3,7 kbar. La espodumena y cuarzo (Q1) habrían cristalizado a $460-500^{\circ}\text{C}$ y 3,2-3,4 kbar (b).

Las inclusiones de estos minerales no presentaban cantidades detectables de CO_2 . Sin embargo, las inclusiones de ambligonita contienen CO_2 (fracción molar $\div = 0.18$). Por lo tanto, habría habido un incremento en CO_2

con la cristalización. Este incremento también ocurre en otras pegmatitas, como las de Tanco (London, 1986). Las condiciones de formación de la ambligonita (c) se situarían entre 330 y 400°C y entre 2,6 y 3 kbar. A presiones inferiores la solubilidad del CO₂ decrece, por lo que probablemente comience la desmezcla de éste del fluido pegmatítico. Por lo tanto, a partir de estas condiciones es de esperar un fluido cada vez menos rico en CO₂. Esto es lo que ocurre con el cuarzo (Q2) (punto d), el cual presenta una fracción molar de 0,04.

Las condiciones de formación de este cuarzo serían de presiones inferiores a las de la ambligonita, entre 310 y 330°C y 2,6-2,9 kbar. Finalmente en (e) se produce la cristalización de cuarzo y apatito entre 220 y 250°C y presiones de 2 a 2,5 kbar.

Las condiciones mínimas de presión y temperatura se han establecido en base a que no se ha observado desarrollo generalizado de eucryptita y que la pegmatita no presenta cavidades miarolíticas, lo que indica una presión superior a 2 kbar.

10.1. EVOLUCIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA A NIVEL DE CAMPO

Entre los diferentes tipos de pegmatitas, se produce una serie de cambios en la estructura interna de las mismas, que son indicadores de los procesos de fraccionamiento en el campo pegmatítico.

En conjunto, todas las pegmatitas localizadas hasta el momento en la cuenca del río Giraúl se caracterizan por presentar una estructura interna zonada.

En primer lugar, las pegmatitas emplazadas en los granitoides no presentan zonas de pared o de borde, las cuales sí están bien desarrolladas, en cambio, en las pegmatitas encajadas en las rocas metamórficas. Este dato indica que estas zonas más externas deben producirse con una manifiesta influencia de reacciones con el encajante metapelítico con el que la pegmatita se encuentra en desequilibrio. En cambio, en las pegmatitas de tipo I el tránsito de la zona pegmatítica al leucogranito es progresivo y, en muchas ocasiones, marcado solamente por un incremento progresivo en el tamaño de grano, indicando un mayor grado de equilibrio y un fraccionamiento entre ambos tipos de rocas.

No obstante, el emplazamiento de los diques, incluidos los encajados en granitoides, es a partir de discontinuidades (esquistosidad, diaclasado). Por consiguiente, el emplazamiento de las pegmatitas de tipo I, aún representando un estadio tardío de la cristalización de los stocks, se produce en condiciones relativamente frágiles, con la mayor parte del cuerpo intrusivo ya cristalizado.

La estructura interna de las pegmatitas de tipo I es sencilla, basada en el aumento progresivo del tamaño de grano de sus cristales desde la primera a la segunda zonas intermedias, más un núcleo de cuarzo bien desarrollado. Se trata, pues, de pegmatitas de estructura concéntrica, pero sin fenómenos subsólidos superpuestos. Algunos aspectos

que aparecen ya en las zonas intermedias de estas pegmatitas, y que luego serán reiterativos, son el desarrollo de cristales esqueléticos y el desarrollo de crecimientos gráficos. De este modo, en las zonas intermedias se produce la cristalización de diversos minerales con texturas esqueléticas (por ejemplo, en micas o turmalina) reflejando procesos de tipo de sobreenfriamiento en desequilibrio. Este tipo de proceso podría ser debido a una desgasificación fuerte del magma. Por otra parte, las texturas gráficas de cuarzo en realidad son también el desarrollo de cristales esqueléticos de cuarzo intercrecidos íntimamente con grandes cristales de feldespatos potásico. Los fenómenos subsólidos no están bien desarrollados en estas pegmatitas, y parecen estar limitados al reemplazamiento en bordes de grano, como por ejemplo en texturas simplectíticas que envuelven feldespatos potásico, moscovita y cuarzo, con el reemplazamiento del primero por los dos últimos.

La estructura de las pegmatitas de tipo II, a grandes rasgos, es similar a la de las de tipo I; no deja de ser empero significativo que aparezcan algunas unidades de reemplazamiento, todavía muy poco definidas, y que sea en estas unidades donde se ubiquen los primeros cristales de columbita-tantalita descubiertos hasta ahora en las pegmatitas más primitivas. Pese a ello, la diferencia más significativa en la estructura de estas pegmatitas respecto a la de las de tipo I es la presencia de zonas de borde y de pared, y turmalinizaciones en el exocontacto. Como en las pegmatitas anteriores, es muy común el desarrollo de texturas gráficas en las zonas intermedias.

En cambio, en las pegmatitas de tipo III aparece una nueva zona intermedia, con desarrollo de cristales todavía mayores, a la vez que incrementan los fenómenos subsólidos,

aún sin llegar a dar unidades cartografiables, casi siempre en el rango milimétrico. En estas pegmatitas también hay evidencias de interacción con el encajante, y desarrollo de zonas de pared y de borde.

En las pegmatitas de tipo IV, si dejamos a un lado la composición mineral, muy enriquecida en berilo, columbita y fosfatos, la estructura de las zonas de borde, pared y intermedias tiene muchos rasgos en común con las pegmatitas anteriores. De este modo, existen también crecimientos gráficos de cuarzo con feldespato, así como cristales esqueléticos de berilo, fosfatos primarios, moscovita e, incluso, de óxidos de Nb-Ta. No obstante, como novedad en relación a los tipos anteriores, debe destacarse el desarrollo importante de una tercera zona intermedia, muy diferenciable de las anteriores por la cristalización de feldespato potásico muy puro, sin texturas gráficas ni texturas esqueléticas, y con un contenido muy bajo de Fe en toda la unidad. En esta zona no se dan cristalizaciones esqueléticas, pero la característica más destacable en relación con los otros tres tipos anteriormente citados es el desarrollo de vetas albíticas (con zonas de alteración por albitización de los feldespatos primarios) y de vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta, a menudo observables en el campo, aunque de dimensiones pequeñas y no representables a la escala en que se ha realizado la cartografía. En estas zonas se producen fuertes enriquecimientos en minerales de elementos raros, particularmente de Ta, Rb y Cs. En los exocontactos de estas vetas hay evidencias de desequilibrio del fluido que las formó y las unidades previamente cristalizadas de la pegmatita, de manera que alrededor de las vetas albíticas se dan fenómenos importantes de albitización del feldespato potásico (aspecto que sugiere un origen hidrotermal para estas vetas en lugar de un origen ígneo), a la vez que fenómenos de reemplazamiento de los fosfatos lítico-férricos primarios por fosfatos alcalinos.

En las pegmatitas de tipo V se da de nuevo una estructura concéntrica en tres unidades intermedias. En las unidades precoces se dan cristalizaciones esqueléticas o gráficas,

pero estas texturas están ausentes en la tercera zona intermedia, donde en este caso son componentes mayoritarios los minerales de litio, como espodumena o fosfatos de litio. Además, los reemplazamientos subsólidos están mucho más generalizados, especialmente en los bordes del núcleo de cuarzo, donde se produce una fracturación que conlleva el reemplazamiento de parte del núcleo por albita; además, los feldespatos potásicos de las zonas intermedias están mucho más albitizados que en las pegmatitas anteriormente descritas. Por otra parte, en los estadios más tardíos se dan vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta, en las que llegan a aparecer minerales de Rb y Cs.

En resumen, en el conjunto del campo pegmatítico se produce un incremento en la complejidad en la estructura de las pegmatitas desde las pegmatitas encajadas en los granitoides precursores hasta las pegmatitas más evolucionadas (tipos IV y, sobre todo, V). Este incremento de la complejidad viene reflejado, sobre todo, en el mayor desarrollo de los fenómenos subsolvus, procesos por otra parte importantes en relación con el enriquecimiento en elementos raros.

Este incremento de los fenómenos subsolvus en relación con la evolución de un campo pegmatítico ha sido establecido en otros campos como un elemento determinante en la distribución de elementos raros a nivel de campo, pero también a nivel de una pegmatita. Por ejemplo, en el campo pegmatítico del Cap de Creus (Cataluña), Alfonso et al. (1995) describen una distribución zonal de pegmatitas con una estructura interna muy parecida a las de los tipos II, III y IV de Giraúl, y dispuestas según franjas de pegmatitas que definen una zonación a nivel de campo, y que es congruente con la distribución de las isogradas metamórficas, de manera que las pegmatitas más primitivas se encuentran en las zonas de metamorfismo de más alto grado, en la zona de la sillimanita-feldespato potásico, y las más evolucionadas, en la zona de la cordierita-andalucita. En este caso, a medida que disminuye el grado metamórfico del encajante, se incrementa el volumen de unidades generadas por procesos subsolidus a partir de fluidos hidrotermales,

apareciendo vetas (siempre confinadas a la pegmatita y que jamás atraviesan al encajante), primero turmalínicas, luego albíticas y posteriormente cuarzo-moscovíticas.

En la misma línea, Malló et al. (1995) definen una zonación parecida en el campo pegmatítico de Albera (Pirineo catalanofrancés), pero con tipologías que en este caso pueden ser asimilables a las I, II, III, IV. De este modo, en el caso citado se puede determinar la presencia de un campo pegmatítico zonal que evoluciona desde pegmatitas intrabatolíticas, poco estructuradas y estériles, a pegmatitas peribatolíticas distales con fuertes desarrollos de eventos subsolidus, fuertemente mineralizadas. En este caso también se da el incremento de unidades generadas por fluidos

hidrotermales desde el tipo I (en el que parecen estar ausentes) al tipo IV (donde se ha producido albitizaciones completas de los feldespatos de las zonas intermedias).

Por consiguiente, como factor común a todos estos campos pegmatíticos de elementos raros, y que coincide en el espacio y el tiempo con los principales eventos de mineralización de elementos raros, tenemos el desarrollo de fenómenos subsolidus ligados a la circulación de fluidos hidrotermales, muy enriquecidos en elementos raros (en particular, tántalo, rubidio y cesio), que circulan por zonas fracturadas de las pegmatitas (pero no por su encajante) y que se encuentran en desequilibrio con las unidades intermedias y los núcleos de cuarzo anteriormente formados.

10.2. EVOLUCIÓN DE LA MINERALOGÍA

La composición mineral de las pegmatitas del campo de Giraúl sufre importantes variaciones a lo largo del campo, desde las pegmatitas de tipo I a las de tipo IV. No obstante, la variación en la composición mineral no está restringida a los minerales accesorios (en particular, a los minerales de elementos raros), sino que afecta en gran medida a los mayoritarios.

A grandes rasgos, la proporción de minerales de elementos raros se incrementa desde las pegmatitas de tipo I hasta las de tipo V.

En primer lugar, en las pegmatitas de tipo I destaca la presencia de plagioclasa de tendencia intermedia en la primera zona intermedia, cosa que evidencia un grado muy bajo de evolución. La composición de esta plagioclasa se asemeja a la presente en los leucogranitos encajantes de este tipo de pegmatitas, circunstancia que contribuye a atestiguar la relación genética de las pegmatitas con sus granitos encajantes, que se perfilan como parentales. No obstante, en la segunda zona intermedia la composición de la plagioclasa ya evoluciona hasta el dominio composicional de albita, composición que se mantendrá en el resto del campo pegmatítico para las plagioclasas. Por lo demás, la composición mineral de la pegmatita es muy sencilla en las tres unidades (primera zona intermedia, segunda zona intermedia, y núcleo de cuarzo), con cuarzo, plagioclasa y microclina.

De todos modos, una diferencia importante de las pegmatitas de tipo I en relación con las demás es la presencia de cuarzo rosa constituyendo el núcleo de cuarzo. El núcleo no es completamente homogéneo en su coloración, sino que hay partes rosadas y partes más blancas. La coloración rosa del cuarzo, a partir de estudios de muestras de pegmatitas de todo el mundo, ha sido atribuida

a la presencia de fibras nanométricas de dumortierita (Goreva et al., 2001; Ma et al., 2002). Este borosilicato no acostumbra a aparecer en granos de tamaño superior al micrométrico en pegmatitas. Por ello, pese a que se conocen detalles de su estabilidad, y que debido a su compleja estructura y composición tiene un alto potencial como geotermobarómetro es difícil poder aplicar estos datos a este tipo particular de asociación mineral. Por otra parte, hasta el momento no se conocen casos de dumortierita magmática. Este es un mineral hidratado, lo que de paso abre un interrogante sobre los mecanismos actualmente más aceptados para la cristalización del núcleo de cuarzo y de las pegmatitas en general, en que no sería necesaria la presencia de una fase fluida para explicar la cristalización de las pegmatitas (London, et al 2002a). Por otra parte, es un enigma por qué se forma en el núcleo dumortierita y no turmalina.

En las pegmatitas de tipo II hay algunas modificaciones, como son la aparición por primera vez de pequeñas cantidades de minerales del grupo de la columbita y la presencia local de biotita, el desarrollo generalizado de cristales de apatito verde y la cristalización precoz de albita en vez de plagioclasas más cálcicas. La presencia de biotita, aunque limitada a las pegmatitas menos evolucionadas del tipo II (las más cercanas a los leucogranitos, a distancias hectométricas de los mismos), es muy significativa, puesto que este mineral está ausente en los leucogranitos parentales y, sobre todo, en las pegmatitas de tipo I, donde se encuentra exclusivamente moscovita. Ello indica que el hierro y el magnesio necesarios para formar este mineral pueden provenir de la contaminación de la pegmatita con el encajante, con el mismo esquema de contaminación por Fe que tienen las turmalinas de las pegmatitas

en las inmediaciones del contacto con el encajante. De todos modos, esta biotita es inestable y muy a menudo se ve reemplazada por moscovita.

La cristalización de albita es quizás el aspecto que diferencia mejor a estas pegmatitas de las anteriores. Éstas podrían ser todavía catalogadas como un granito de grano muy grueso; las de tipo II, no, pues su composición global no puede asemejarse a la de los granitos parentales, y hay un grado de diferenciación significativo. Probablemente el mayor contenido de álcalis es crítico en la separación de estas pegmatitas del magma parental, puesto que la presencia de álcalis dominante puede conferir al magma que formó estas pegmatitas una mayor movilidad.

El otro aspecto novedoso, la aparición de minerales de Nb-Ta, es relativamente poco significativo, pues estos minerales están confinados a los estadios tardíos de cristalización de la pegmatita, y se encuentran en proporciones extremadamente bajas. Lo que sí es interesante es recordar que estos cristales se encuentran casi siempre en zonas con evidencias de circulación de fluidos hidrotermales tardíos.

En las pegmatitas de tipo III es importante recordar la novedad de la abundancia de términos intermedios del grupo de la columbita, así como los reemplazamientos tardíos de la misma por minerales del grupo del pirocloro, aspecto que indica la movilización de Ta por los fluidos hidrotermales tardíos. Este aspecto, la movilidad de los elementos raros, y muy particularmente el Ta, en medios hidrotermales, ha creado no poca controversia, siendo mayoría los autores que actualmente niegan un papel importante de los fluidos hidrotermales en el transporte de estos elementos (p.e. Linnen, 2005).

Es en las pegmatitas de tipo IV cuando a nivel de campo pegmatítico se da el primer gran salto cualitativo y cuantitativo en la aparición de nuevas fases minerales significativas. En estas pegmatitas aparecen cantidades muy importantes de fosfatos de litio primarios (y de sus derivados), turmalinas elbaíticas, casiterita y fases ricas en Ta y Mn de la serie columbita-tantalita.

Obviamente el aspecto más característico de estas pegmatitas es la aparición de grandes cristales de fosfatos, ya desde las unidades de cristalización más precoz (borde), y que acaban siendo minerales mayoritarios en las zonas intermedias, particularmente en la segunda. En principio, la tendencia es que estos minerales formen cristales esqueléticos en las primeras unidades, pasando a formar cristales más regulares hacia las zonas más internas. La presencia de fosfatos esqueléticos no es un hecho raro, habiendo sido notado por Keller (1988) en la vecina Namibia, y por Alfonso (1995) en el Cap de Creus (Cataluña), y se ha atribuido a fenómenos de sobreenfriamiento.

De todos modos, como se recordará, no sólo los fosfatos tienen este tipo de cristalización sino, en general, todos los minerales de las zonas intermedias de todas las pegmatitas, siendo especialmente vistoso en turmalina, moscovita, granate y, naturalmente, feldespatos. Las fases de fosfatos primarios identificados claramente son montebrasita y ferrisicklerita, ésta reemplazada por heterosita, lo que sugiere que puede haber existido trifilita primaria. Se han encontrado restos de esta trifilita primaria, aunque están completamente reemplazados por fosfatos secundarios. Por consiguiente, estos minerales forman parte de la conocida secuencia inicialmente descrita por Quensel (1937) y Mason (1941) en las pegmatitas de Varuträsk (Suecia), y posteriormente localizada en la mayor parte de campos pegmatíticos conteniendo fosfatos, como por ejemplo, Sidi Bou Othmane en Marruecos (Fontan et al., 1976), Pala en California (Shigley y Brown, 1985), Tsaobismund en Namibia (Fransolet et al., 1986), península del Cap de Creus, Cataluña (Corbella y Melgarejo, 1990), Okatjimukuju farm en Namibia (Keller y Von Knorring 1989), Albera, Pirineos (Malló et al., 1995), La Fregeneda en Salamanca, España (Roda et al., 1996).

La presencia de estas grandes cantidades de fósforo (y de litio) en el magma pegmatítico juega un papel determinante en la petrogénesis de las pegmatitas, pues reduce todavía más la temperatura liquidus.

Es interesante tener en cuenta, no obstante, en lo que respecta a los minerales mayoritarios, que en estas pegmatitas hay una gran novedad, que sería el cambio de coloración de los feldespatos potásicos, desde las primeras zonas intermedias a las terceras. En éstas el feldespato es blanco, mientras que en las anteriores tiene color rojizo, inducido por inclusiones de hematites. Por consiguiente, un aspecto importante de estas pegmatitas es la elevada proporción de Fe en las primeras zonas intermedias, que pasa a disminuir drásticamente en la tercera. Posiblemente esto se debe precisamente a la cristalización de grandes cantidades de fosfatos de Fe.

Otro aspecto interesante de estas pegmatitas es la aparición de cristales gigantes de berilo blanco en las terceras zonas intermedias, en un momento en el que, como hemos indicado, no hay disponibilidad de Fe. Por ello este berilo es blanco, aunque esta característica no tenga nada que ver, en este caso, con su contenido en álcalis raros.

En las zonas intermedias se produce la cristalización de minerales pobres en Ta del grupo de la columbita, tampoco excepcionalmente abundantes, lo que completa la típica asociación de berilo-columbita-fosfato.

De todos modos, el aspecto más interesante de estas pegmatitas es la aparición de vetas albíticas y de vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta. Las vetas albíticas pueden haber sido producidas por la acción de fluidos hidrotermales, toda vez que presentan un carácter a menudo intersticial entre granos de otros minerales; además, en asociación con estas vetas se dan intensos fenómenos de albitización de los feldespatos potásicos primarios, que pueden quedar a menudo substituidos totalmente; la acción de estos fluidos hidrotermales ricos en álcalis, sobre los fosfatos, por su parte, produce la substitución de los mismos por fosfatos ricos en álcalis del grupo de la alluaudita.

Las vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta no son muy comunes, pero son significativas en cuanto indican que existe, aún en las fases tardías de cristalización, una fase hidrotermal que transporta Li. La elbaíta típicamente se forma reemplazando fosfatos de litio primarios,

lo que sugiere que el Li es posiblemente en buena parte el mismo que es removilizado durante el reemplazamiento de los fosfatos primarios. En estas vetas se registra una elevada actividad de fluor, como lo atestiguaría la presencia de minerales ricos en este elemento, como la ambligonita.

Las pegmatitas de tipo V, finalmente, son las más evolucionadas del campo. Aunque en la tercera zona intermedia de estas pegmatitas aparecen cantidades importantes de espodumena asociada a ambligonita-montebrasita, el resto de la pegmatita es en todo muy parecido a las pegmatitas de tipo III, pues no presenta fosfatos primarios en las primeras zonas intermedias, y el Li parece haberse concentrado en estas pegmatitas totalmente en la tercera zona intermedia. Los grandes cristales de espodumena son primarios, pero existe una generación que se ha producido por reemplazamiento de petalita. El reemplazamiento de petalita por la asociación simplectítica de cuarzo con espodumena es una reacción típicamente retrógrada (Sebastian y Lagache, 1991), y es común a muchos campos pegmatíticos, como en el lago Khibara, en Natal, Sudáfrica (Thomas et al., 1994), o Tanco en Manitoba, Canada (Stilling et al., 2006).

En las vetas tardías de estas pegmatitas las micas presentan un zonado muy claro, evolucionando en sus bordes a micas ricas en Li, Rb y Cs; en los estadios finales la nanpingita (el análogo de Cs de la moscovita) llega a reemplazar a la moscovita. Este mineral es muy raro, y es considerado un indicador de fraccionamiento (Selway et al., 2005). En las pegmatitas de Oktyabrskaya, en Transbaikalia (Rusia) este mineral aparece en inclusiones de fundido con fluido dentro de minerales (Peretyazhko et al., 2004), en lo que sería una transición del estado magmático al hidrotermal: en nuestro caso, la formación de la nanpingita se debería al fraccionamiento del Cs hacia la fase fluida más tardía. Además, en estas vetas tardías es donde se concentra la mayor parte de turmalinas elbaíticas, así como casiterita, términos ricos en Ta del grupo de la columbita y gahnita.

Por consiguiente, a grandes rasgos la composición mineral de las pegmatitas de

todos los tipos es muy parecida. En realidad, los rasgos distintivos se refieren a la aparición de minerales accesorios más o menos abundantes, a menudo solamente en los estadios más tardíos. En resumen, excepto en el caso de las grandes cantidades de fosfatos en las pegmatitas de tipo IV presentes en las primeras zonas intermedias, las pegmatitas de todos los tipos tienen una mineralogía bastante afín en las primeras zonas intermedias, pero difieren en el alcance de los procesos subsolidus.

En primer lugar, en el grado de reemplazamiento albítico asociado a las vetas albíticas, que incrementa desde las pegmatitas

del tipo I (donde es nulo) hasta las de tipo V, donde es generalizado y llega a reemplazar incluso al núcleo de cuarzo. En asociación con esta albitización se produce el enriquecimiento en Ta de algunos minerales inicialmente ricos en Nb del grupo de la columbita.

En segundo lugar, en el grado de desarrollo de vetas tardías de cuarzo-moscovita-elbaíta, con las que están asociadas altas concentraciones de minerales de Cs, Sn, Ta, Sb, Pb, U y Zn, que representan el estadio más evolucionado de la secuencia de cristalización. En este estadio es probablemente cuando se produce el reemplazamiento de la columbita pobre en Ta por microlita.

10.3. EVOLUCIÓN EN LA GEOQUÍMICA MINERAL

10.3.1. INTRODUCCION

Las variaciones en la composición química de los minerales de las pegmatitas, durante el emplazamiento y cristalización de cada unidad o tipo de pegmatita nos permite entender la evolución mineralógica del campo pegmatítico (Legg et al., 1982; Trueman, 1982; Èerny, 1985, 1989, 1992, 1994).

De este modo, se ha demostrado que en las pegmatitas se observa un claro trend de evolución marcado por la distribución y concentración de elementos trazas en los estadios finales de cristalización, asociadas a los procesos de moscovitización y albitización. En ocasiones estos procesos provocan transformaciones en la composición primaria que, por lo general, solapan la evolución interna de una pegmatita.

Ya hemos visto cómo se comportan diversos elementos en el curso de la cristalización de cada tipo de pegmatita del campo de Giraúl, y se vio que existen diversos trends de variación geoquímica. En este apartado examinaremos qué tipo de variaciones se dan en el quimismo de estos mismos minerales a nivel de campo, comparando la geoquímica de los minerales en cada tipo de pegmatitas.

10.3.2. EVOLUCION GEOQUIMICA EN MICROCLINA

Diversos investigadores (Trueman y Èerny, 1982; Èerny, 1982b, Èerny et al., 1985, 1994) han demostrado que la relación K/Rb en la microclina es una de las herramienta clave para conocer el grado del fraccionamiento de una pegmatita dada. Este aspecto es importante, puesto que la microclina es uno de los minerales más comunes en las pegmatitas graníticas.

A nivel de campo pegmatítico, la microclina de las pegmatitas del campo de Giraúl muestra una

clara variación de la relación K/Rb, marcado por el decrecimiento de la misma en correlación con el grado de evolución de la pegmatita. De este modo, la relación K/Rb es elevada en las pegmatitas de tipo I y II (las más primitivas), y decrece paulatinamente desde las pegmatitas de tipo III hasta la pegmatita de tipo V (la más evolucionada).

Esta relación se confronta gráficamente con la de otros elementos, pudiéndose apreciarse que algunos elementos, como Rb, Cs, Ga, Sn y P tienden a aumentar desde las pegmatitas más primitivas a las más evolucionadas, en la línea de lo que ya se vio que acontece a nivel de estructura interna dentro de cada tipo de pegmatita (con incremento paulatino de elementos LILE desde las primeras unidades en cristalizar hasta las más tardías).

En cambio, otros elementos muestran trends evolutivos diametralmente opuestos, pues tienden a disminuir desde las facies más primitivas a las más evolucionadas, siendo los casos más típicos los de bario, estroncio y plomo. Estos trends son también comparables a los que se dan a nivel de la estructura interna de cada pegmatita, donde tienden a disminuir desde las primeras unidades de la secuencia de cristalización (unidades intermedias) a las más tardías (zonas de reemplazamiento).

Rubidio

El contenido de Rb en la microclina aumenta en un orden de magnitud con el grado de evolución del campo desde la pegmatita de tipo I hasta las pegmatitas de tipo V. En conjunto, el contenido de Rb varía desde 232,3 a 7100 ppm (figura 10.3.1A). Este rango de valores es similar al registrado en varios campos pegmatíticos a nivel mundial

(Èerný et al., 1985b, 1994; Alfonso et al., 2003).

Pese a que se registran estos valores realmente altos, el Rb no llega a formar minerales propios en el campo de Giraúl.

Cesio

Del mismo modo que el Rb, el Cs muestra un trend marcado por el aumento de su contenido con el grado de evolución de la pegmatita, cosa que concuerda con los resultados de numerosos investigadores en otros campos pegmatíticos (Gordiyenko, 1971; Èerný et al., 1985; Èerný, 1994; Alfonso et al., 1996; Alfonso et al., 2003).

De esta manera, el contenido de Cs en la microclina de las pegmatitas del campo pegmatítico de Giraúl incrementa en tres órdenes de magnitud con la evolución del campo, desde las pegmatitas de tipo I hasta las pegmatitas de tipo V, con valores que oscilan en el rango entre de 2,2-2000 ppm (figura 10.3.1B). Estos valores son muy cercanos a los descritos en las pegmatitas de la Province Superior de Ontario, Canada (Breaks et al., 2005).

En el caso de las pegmatitas de tipo V, donde se dan los valores de Cs más altos, estas elevadas concentraciones se dan en paralelo a la cristalización de minerales propios de Cs, como la nanpingita.

Bario

El Ba muestra un trend inverso al grado de evolución. En general, el contenido de Ba decrece con la evolución de la pegmatita, aspecto ya demostrado por varios investigadores como una guía importante en estudios de las pegmatitas graníticas (Mehnert y Busch, 1981, Èerný et al., 1985, 1994, Alfonso et al., 2003).

En el caso que nos ocupa, el contenido del Ba en las pegmatitas de Giraúl es máximo en las pegmatitas de tipo I y II, para decrecer en las pegmatitas de tipo III y IV hasta la

pegmatita de tipo V, oscilando los valores en dos órdenes de magnitud, desde 3163 a 16 ppm (figura 10.3.1C). El bario no alcanza a formar minerales propios en estas rocas; excepcionalmente, por alteración supergénica de minerales primarios ricos en Ba, como los feldespatos, puede liberarse bario, que puede precipitar eventualmente en algunas pegmatitas formando minerales secundarios, como la barita. Como se recordará, se ha localizado en algunas pegmatitas pequeñas cantidades de barita rellenando fisuras de formación muy tardía.

Plomo

El contenido del Pb es similar al del Ba, exhibiendo un comportamiento marcado por el decrecimiento del Pb con la evolución de la pegmatita, como ha sido demostrado en otros campos pegmatíticos (Èerný y Burt, 1984; Kontak y Martin, 1997; Alfonso et al., 2003).

Asimismo en esta línea, el contenido del Pb en la microclina del campo de Giraúl es máximo en las pegmatitas de tipo I y II, para decrecer en las pegmatitas de tipo III, IV y V, oscilando sus valores en un orden de magnitud, entre 175 -16,3 ppm (figura 10.3.1D).

Estroncio

El Sr muestra una vaga correlación positiva frente a la relación K/Rb, pues el contenido de Sr es elevado en las pegmatitas primitivas y decrece en pegmatitas evolucionadas (Èerný et al., 1985; Alfonso et al., 2003).

También en nuestro caso las mayores concentraciones de Sr se registran en microclima de las pegmatitas de tipo I y II, decreciendo en las pegmatitas de tipo III, IV y V, de manera que los valores oscilan en un orden de magnitud desde 522 a 13 ppm (figura 10.3.1E). Estos valores son típicos de pegmatitas primitivas, y este comportamiento es el mismo que acontece en las pegmatitas de los campos pegmatíticos de Cross Lake (Canada) y Cap de Creus (España).

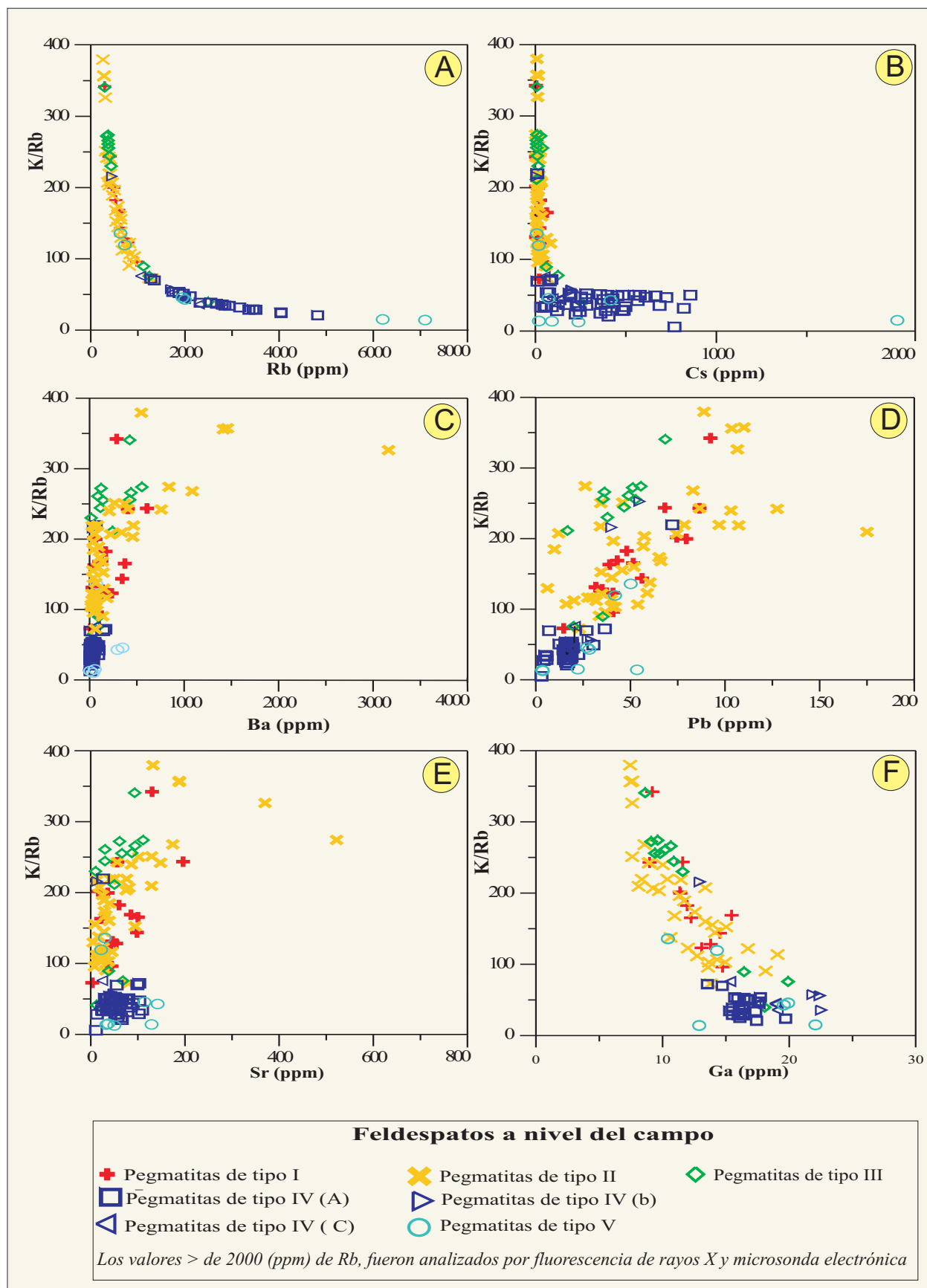


Figura 10.3.1. Diagramas de correlación geoquímica en feldespatos potásicos del campo pegmatítico de Giraúl, en función del tipo de pegmatita. A) Relación K/Rb vs. Rb; B) Relación K/Rb vs. Cs; C) Relación K/Rb vs. Ba; D) Relación K/Rb vs. Pb; E) Relación K/Rb vs. Sr; F) Relación K/Rb vs. Rb.

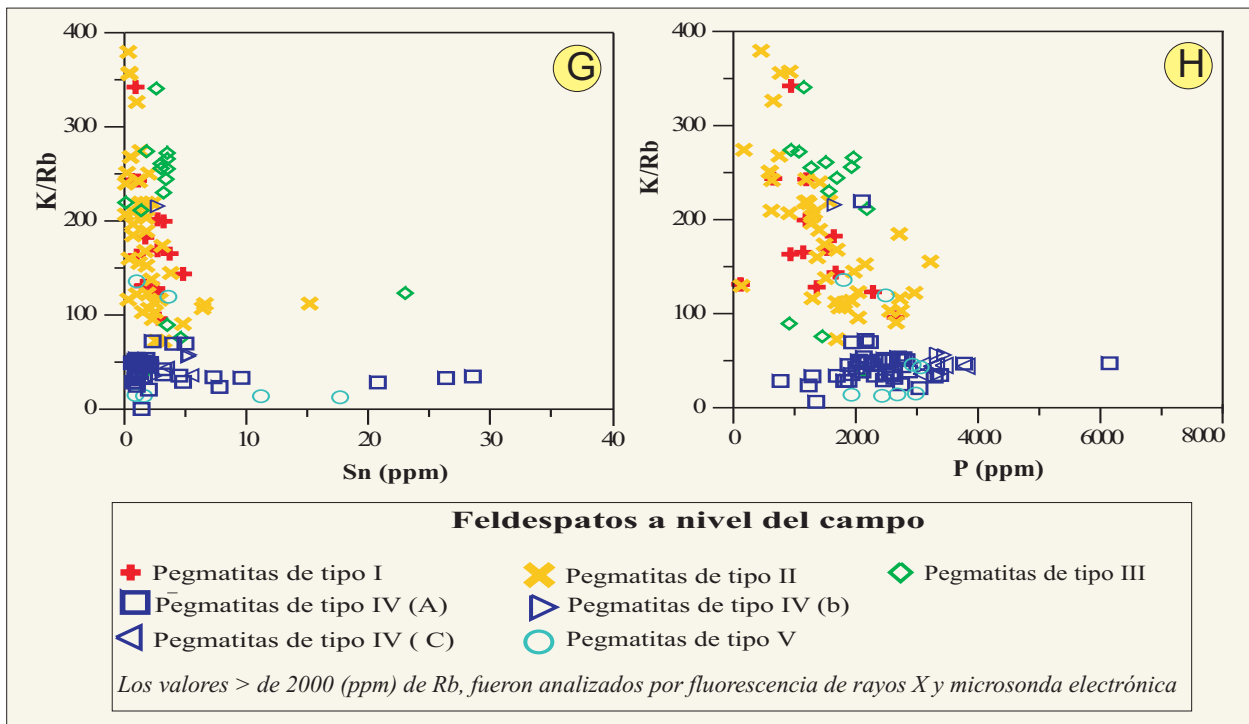


Figura 10.3.1(cont.). Diagramas de correlación geoquímica en microclina del campo pegmatítico de Giraúl, en función del tipo de pegmatita. G) Relación K/Rb vs. Sn; H) Relación K/Rb vs. P.

Galio

El Ga es otro elemento del que se ha demostrado en numerosos campos de todo el mundo que aumenta con el grado del fraccionamiento de la pegmatita (Èerný et al., 1985; Alfonso et al., 2003).

En el caso de Giraúl, también presenta un comportamiento negativo con respecto a la relación K/Rb. Así, el contenido de Ga experimenta un ligero enriquecimiento en un orden de magnitud, a nivel del campo, desde la pegmatita de tipo I hasta las pegmatitas de tipo IV y V, de manera que los valores oscila desde 7,43 a 22,52 ppm (figura 10.3.1F).

Pese a estos enriquecimientos, el Ga no llega a formar minerales propios en estas pegmatitas.

Estaño

El Sn exhibe asimismo una correlación negativa frente a la relación K/Rb, aumentando en dos órdenes de magnitud desde las pegmatitas de tipo I (desde 0,1 ppm) hasta las pegmatitas de tipo IV y V (alcanzando hasta 28,6 ppm; figura 10.3.1G).

Este enriquecimiento en Sn en los feldespatos viene acompañado con la cristalización de casiterita en los dos últimos tipos de pegmatitas.

Fósforo

El contenido del P_2O_5 en la microclina, por su parte, también tiende a incrementar con el grado de fraccionamiento de la pegmatita (London et al., 1990, Èerný et al., 1994, Alfonso et al., 1996, Kontak y Martin, 1996, Alfonso et al., 2003).

En el campo de Giraúl el contenido de P_2O_5 en la microclina experimenta un incremento en un orden de magnitud desde pegmatitas de tipo I hasta pegmatitas de tipo IV y V, desde 450 ppm a 6150 ppm (figura 10.3.1H). Como se recordará, es en las pegmatitas de tipo IV y V donde acontece, además, la cristalización a gran escala de fosfatos, que alcanzan a ser minerales esenciales de la roca, muy particularmente en las pegmatitas de tipo IV.

Por otra parte, el elevado contenido en P de los feldespatos puede justificar la presencia de pátinas de fosfatos secundarios (especialmente, mitridatita) en muchas pegmatitas donde no se han localizado los fosfatos primarios. De este modo, la presencia de pátinas amarillento-verdosas de mitridatita podría significar la existencia de altos contenidos en P en los feldespatos, y que durante la meteorización de los feldespatos este P puede quedar fijado en forma de fosfatos secundarios muy característicos y fáciles de reconocer en el campo.

Comparación con otros campos pegmatíticos

Como se ha visto, los feldespatos de las pegmatitas de tipo I, II, III del campo de Giraúl representan facies relativamente pobres en elementos raros, aunque evolucionadas en relación con los granitos parentales.

De este modo, en el diagrama de K/Rb vs Cs los análisis de la microclina de estas pegmatitas se representan en un área similar a la que en el mismo diagrama ocupan las pegmatitas menos diferenciadas o estériles de otros campos pegmatíticos de elementos raros, como los grupos de pegmatitas estériles correspondientes a los campos pegmatíticos canadienses de Pakeagama Lake, Separation Lake y Bernic Lake (que incluye la pegmatita de Tanco), como puede apreciarse en la figura 10.3.2a; del mismo modo, se corresponden con las pegmatitas estériles de otros campos en Canadá, como las de Treelined Lake (figura 10.3.2b).

Por otra parte, las pegmatitas de Giraúl tienen concentraciones de Cs y Rb más bajas que los granitos parentales fértiles que dan lugar a los campos de elementos raros arriba mencionados, como puede verse en las mismas figuras.

En cambio, las pegmatitas de tipo IV y V del campo del Giraúl presentan concentraciones de Rb y Cs correspondientes a sistemas magmáticos mucho más evolucionados, siguiéndose a nivel del conjunto del campo de Giraúl una tendencia evolutiva similar a la de los grupos canadienses arriba citados, marcada por el aumento del Cs y decrecimiento de la relación del K/Rb. Ahora bien, como también puede apreciarse en estas figuras, si bien los contenidos en Cs son comparables a los de las pegmatitas canadienses, los de Rb son sistemáticamente más bajos. Por consiguiente, las pegmatitas de Giraúl no están tan diferenciadas como las canadienses.

En consecuencia, podemos concluir que incluso en las pegmatitas más evolucionadas del campo de Giraúl, pese a que presentan un cierto potencial para elementos raros, no parece que pueda esperarse encontrar yacimientos muy importantes de estos elementos.

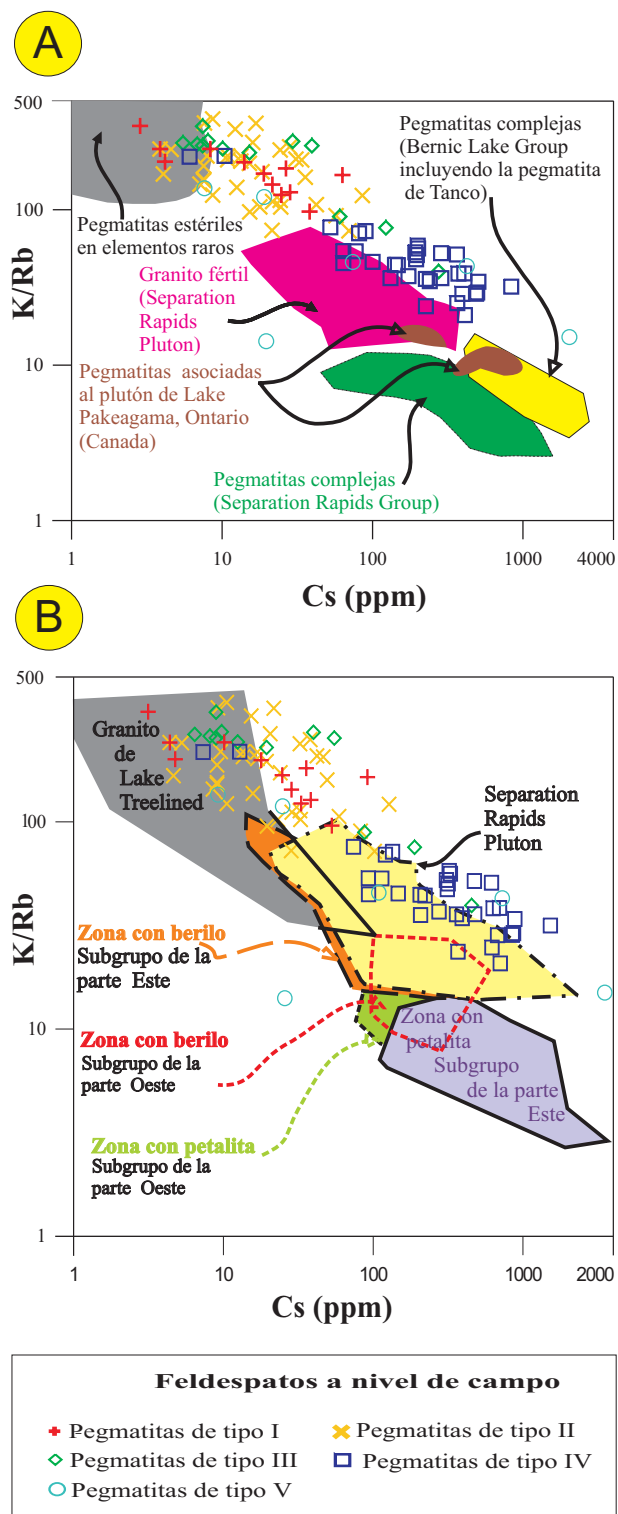


Figura 10.3.2. Diagramas de correlación geoquímica en microclina del campo pegmatítico de Giraúl, en función del tipo de pegmatita, comparado con las tendencias manifiestas en otros campos pegmatíticos canadienses, y en sus granitos parentales. A) Campos de Separation Rapids, Bernic Lake y Pakeagama Lake (Breaks et al., 2005). B) Treelined Lake (Breaks et al., 2005).

10.3.2. MOSCOVITA

El estudio de los elementos trazas en las moscovitas, es considerado como una herramienta muy importante en la prospección de pegmatitas de elementos raros, a partir de los trabajos de Smeds (1992).

Se ha demostrado en los capítulos anteriores que en la moscovita se produce una concentración de elementos raros desde las unidades precoces de cristalización hasta las más tardías (últimas zonas intermedias, o bien zonas de albitización y moscovitización), mientras que algunos elementos, como Ba, Sr y Pb, tienden a disminuir en el mismo sentido.

Como se ha visto en los apartados anteriores, un parámetro crítico para medir el grado de evolución geoquímica de los cristales de moscovita entre las diferentes zonas de las pegmatitas es su contenido en rubidio, o su expresión en relación con la proporción de potasio (K/Rb).

En la figura 10.3.3 (véase esta página y la siguiente) se encuentra detallada la evolución de la composición química de la moscovita en el campo, principalmente en diagramas de correlación geoquímica entre diferentes elementos, asimismo medidores del grado de evolución geoquímica, y la relación correspondiente de K/Rb.

Rubidio

El Rb muestra una clara variación, marcada por el aumento progresivo del Rb con la evolución del campo, desde las pegmatitas de tipo I-II (más primitivas) hasta las pegmatitas de tipo IV-V.

En el conjunto del campo, el contenido de Rb varía fuertemente, en casi dos órdenes de magnitud, desde unas 263 a 8700 ppm; la correlación de Rb frente a la relación K/Rb es negativa como cabe esperar, desde las pegmatitas más primitivas a las más evolucionadas.

Como puede apreciarse en el diagrama correspondiente (figura 10.3.3a), las pegmatitas de tipo I y tipo II (e incluso tipo III) tienen composiciones parecidas, lo que indicaría un grado de evolución similar de todos estos magmas, mientras que el fuerte despegue del

Rb se produce en las zonas internas de las pegmatitas de tipo IV y V.

Litio

El contenido de Li en la moscovita a nivel del campo presenta una variación notable marcada por el aumento del Li con la evolución del campo desde las pegmatitas de tipo I y II (con composiciones muy parecidas entre ambos tipos, con bajos contenidos en Li) hasta las pegmatitas de tipo IV y V (mucho más evolucionadas, especialmente, como se vio en los capítulos anteriores, en sus unidades más tardías).

Las pegmatitas de tipo III representan estadios de evolución intermedios, y en sus zonas más precoces los cristales contienen proporciones de Li comparadas con las partes más evolucionadas de las pegmatitas I y II; en cambio, sus zonas más tardías presentan composiciones similares a las de las zonas más precoces de las pegmatitas III y IV.

En conjunto, el contenido del Li incrementa desde unas 51 a 4340 ppm, casi en dos órdenes de magnitud; y el grado de correlación con la relación K/Rb es negativo (figura 10.3.3b).

Cesio

El contenido de Cs en los cristales de moscovita no presenta una variación significativa con la diferenciación del campo desde las pegmatitas de tipo I a la III, aunque hay que destacar un ligero incremento en las pegmatitas de tipo IV, especialmente en las unidades más tardías, y un fuerte enriquecimiento en las unidades más tardías de las pegmatitas de tipo V.

De este modo, en el conjunto del campo, el contenido de Cs incrementa desde 7,6 a 2000 ppm, si bien estos valores tan altos son raros. Recuérdese, no obstante, la aparición de mica de Cs (nanpingita) en los últimos pulsos de cristalización de la pegmatita de Pitau, de tipo V.

En conjunto, la correlación frente a la relación K/Rb es negativa (figura 10.3.3c).

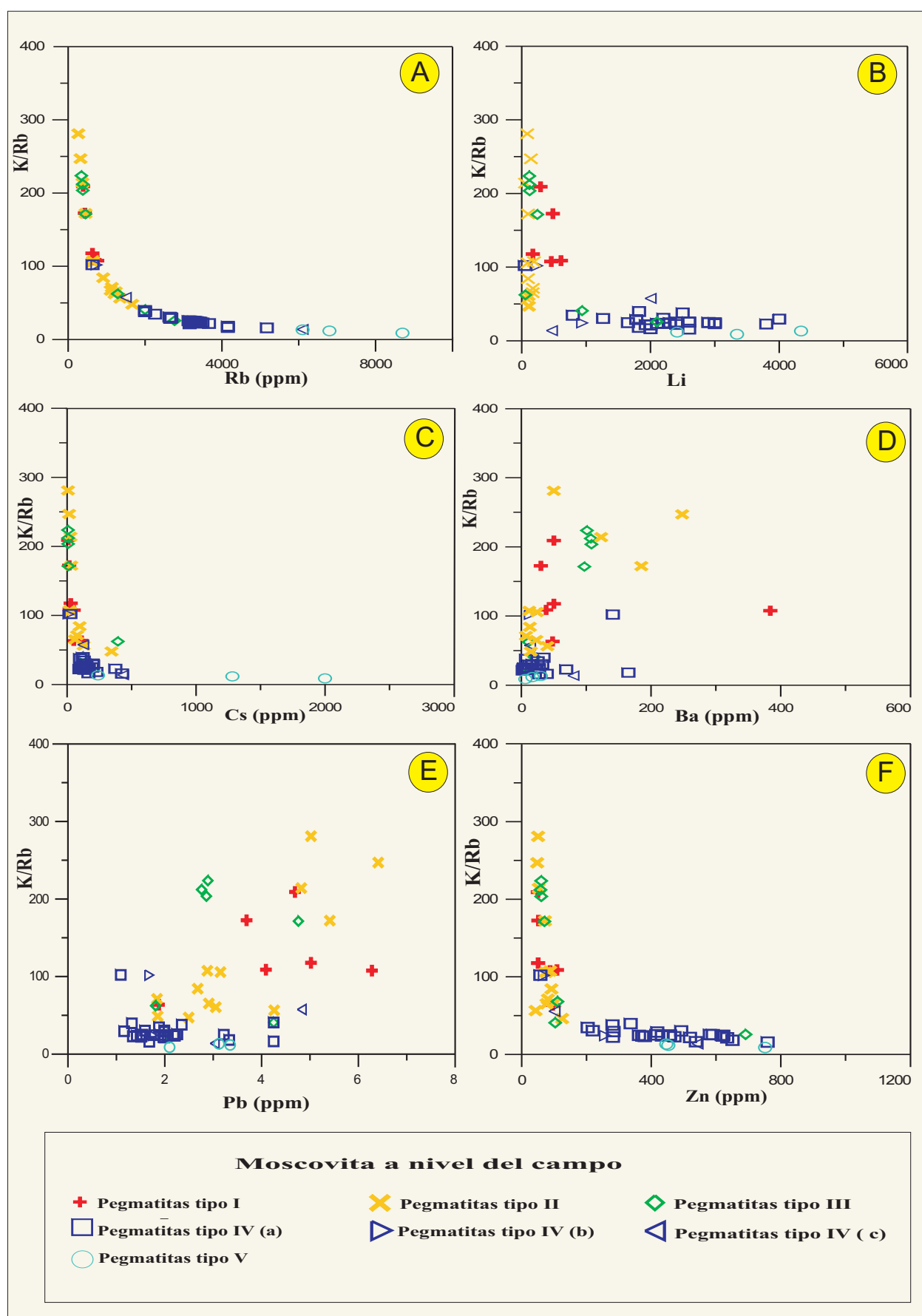


Figura 10.3.3. Diagramas de correlación geoquímica en moscovita del campo pegmatítico de Giraúl, en función del tipo de pegmatita. A) Relación K/Rb vs. Rb ; B) relación K/Rb vs. Li ; C) relación K/Rb vs. Cs ; D) relación K/Rb vs. Ba ; E) relación K/Rb vs. Pb ; F) relación K/Rb vs. Zn . La mayor parte de los análisis, realizados con fluorescencia de rayos X e ICP-MS.

Bario

El Ba muestra en la moscovita un comportamiento inverso al grado de fraccionamiento, tanto a nivel de zona de la pegmatita (véase capítulos anteriores) como a nivel de campo (véase figura 10.3.3d).

En consecuencia, el contenido de Ba es más elevado en las pegmatitas menos evolucionadas, de tipo I, II y III, disminuyendo fuertemente en las pegmatitas más evolucionadas, de tipo IV y V.

Así, en el conjunto del campo, el contenido de Ba disminuye de 384 ppm en las pegmatitas más primitivas hasta 2 ppm en las más evolucionadas.

Por tanto, existe a grandes rasgos una correlación positiva entre K/Rb y Ba.

Los valores de Ba excepcionalmente altos de algunas muestras, y que enmascaran esta correlación, podrían ser debidos a la presencia de finos cristales de barita secundaria situados en la exfoliación de moscovita, como se vio que se daba en algunos cristales en las pegmatitas menos evolucionadas.

Plomo

El contenido de Pb en moscovita, que ya vimos en los capítulos anteriores que seguía una evolución similar a la del Ba, muestra también una clara diferenciación a escala del conjunto del campo, definiéndose una tendencia inversa al grado de diferenciación del campo pegmatítico.

De este modo, la concentración de Pb es más alta en las pegmatitas más primitivas e intermedias, de tipo I, II y III, y decrece en las pegmatitas más evolucionadas, las pegmatitas de tipo IV y V.

No obstante, este decrecimiento es ligero porque, en general, el contenido de Pb en los cristales de moscovita de todo el campo es bajo, variando desde 6,4 a 1,3 ppm. Así pues, la correlación del Pb frente a la relación K/Rb tendría una pendiente positiva (figura 10.3.3.e).

Cabe recordar que han aparecido pequeños cristales de galena de formación muy

tardía en algunas pegmatitas, que podrían explicar algunos valores anómalos pues podría haberse producido alguna contaminación de la moscovita, de manera análoga a lo que acontece con el bario. El origen del Pb podría estar en feldespatos alterados.

Zinc

A diferencia del Pb, el Zn presenta un fuerte incremento con el aumento del grado de diferenciación de las pegmatitas del campo, desde las pegmatitas de tipo I y II hasta las pegmatitas de tipo IV y V; algunas zonas tardías de las pegmatitas intermedias de tipo II son también muy ricas en Zn.

En el conjunto del campo, el contenido de Zn oscila de 50 a 759 ppm, en un orden de magnitud; por otra parte, la correlación entre K/Rb y Zn tiene un pendiente negativo (figura 10.3.3.f).

Muy probablemente en las pegmatitas más evolucionadas se alcance la saturación de Zn en la moscovita, puesto que, como se recordará se describió en los capítulos anteriores, en las zonas más tardías, más ricas en Zn, la moscovita coexiste con cristales de gahnita.

Galio

El contenido de Ga en la moscovita, que como se recordará aumenta con el grado de cristalización dentro de cada pegmatita, también presenta una clara diferenciación marcada por el aumento del Ga con la evolución del campo, desde las pegmatitas de tipo I-II hasta las pegmatitas de tipo IV-V, que forman un núcleo muy diferenciado de los anteriores; las pegmatitas de tipo III, nuevamente, representan casos intermedios, con valores compartidos entre el campo más evolucionado y valores compartidos con el campo estéril.

En el conjunto del campo, el contenido de Ga oscila desde 28 a 183 ppm. La correlación del Ga frente a la relación K/Rb es negativa (figura 10.3.3g).

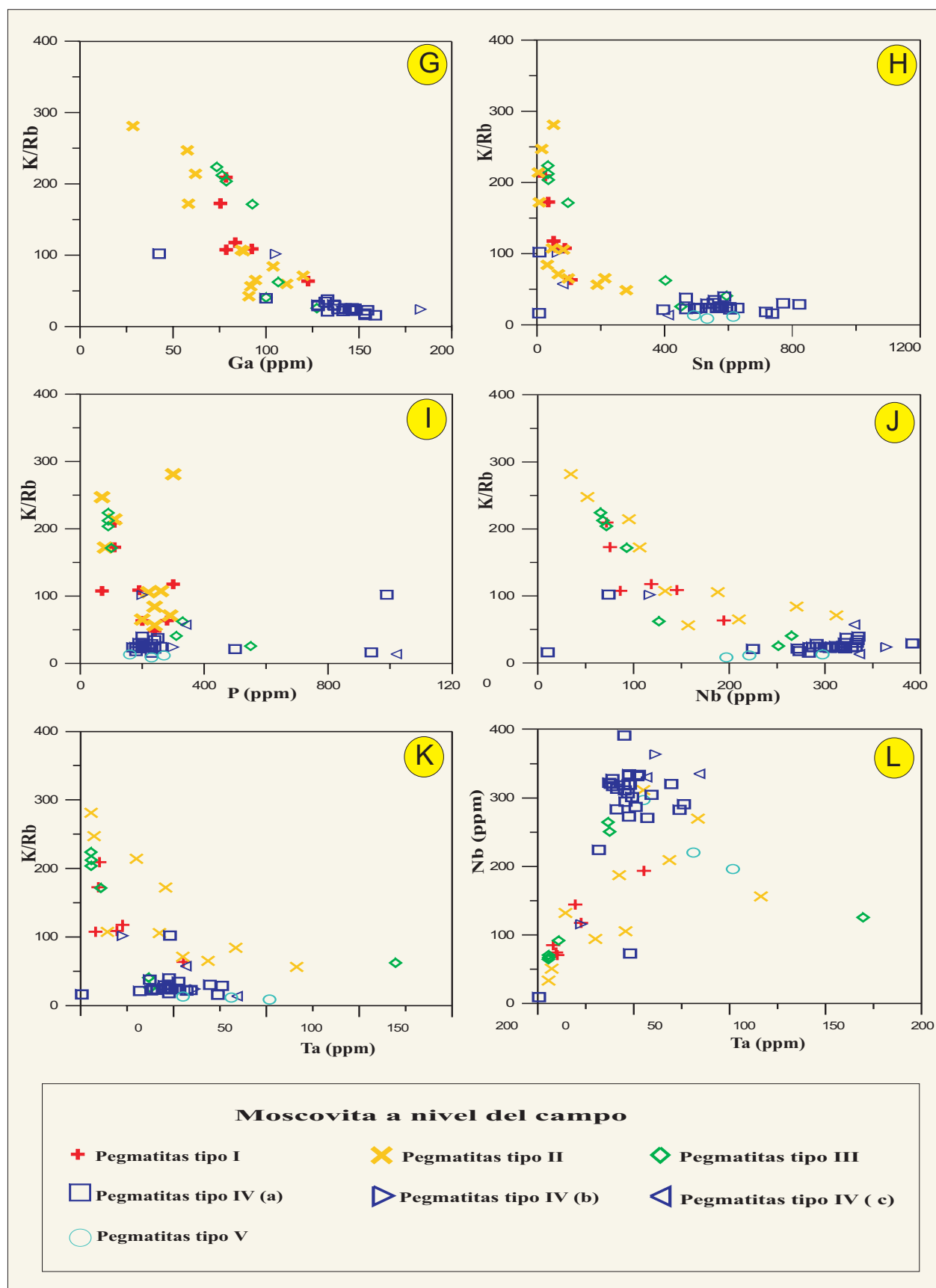


Figura 10.3.3 (continuación). Diagramas de correlación geoquímica en cristales de moscovita del campo pegmatítico de Giraúl, en función del tipo de pegmatita. G) Relación K/Rb vs. Ga ; H) relación K/Rb vs. Sn ; I) relación K/Rb vs. P ; J) relación K/Rb vs. Nb ; K) relación K/Rb vs. Ta ; L) relación Nb vs. Ta . La mayor parte de los análisis, realizados con fluorescencia de rayos X e ICP-MS.

Estaño

El contenido de Sn en la moscovita también incrementa con el aumento del grado de diferenciación del campo desde las pegmatitas de tipo I-II hasta las pegmatitas de tipo IV-V; los contenidos en las pegmatitas de tipo III son nuevamente transicionales.

Entre todas las muestras del campo, se hallan valores de este elemento variando en dos órdenes de magnitud comprendidos entre 5 y 822 ppm; la correlación frente a la relación K/Rb es negativa (figura 10.3.3.h).

Fósforo

El contenido de P en la moscovita presenta una tendencia a aumentar desde los tipos más primitivos (I-II) a los más evolucionados (tipos IV y V) por el aumento del P con la evolución del campo, desde la pegmatita de tipo I hasta las pegmatitas de tipo V; no obstante, en el conjunto del campo el P no se ha concentrado en valores altos en los cristales de moscovita, variando tan sólo entre 0,007 a 0,099%.

Por otra parte, algunos cristales de moscovita de las pegmatitas más evolucionadas tienen bajos contenidos en P en comparación con algunas muestras de las pegmatitas de tipo IV.

La correlación del P frente a la relación K/Rb es a grandes rasgos negativa (figura 10.3.3.i).

Con todo, algunos valores anómalos en la gráfica pueden ser explicados por la presencia de películas de fosfatos secundarios en la exfoliación de la moscovita.

Niobio

El Nb, en el caso de la moscovita, presenta también una diferenciación interesante. En este caso, el Nb aumenta con el grado de evolución del campo pegmatítico desde las pegmatitas de tipo I-II hasta las pegmatitas de tipo IV-V (que, como se ha indicado, son ricas además en minerales de

Nb). Las pegmatitas de tipo III, donde aparecen por primera vez en el campo minerales de Nb de manera abundante, contienen moscovita con composiciones asimismo ricas en este elemento.

En conjunto, el contenido de Nb en la moscovita varía de 33 a 364 ppm; el grado de correlación frente a la relación K/Rb es negativo (figura 10.3.3.j).

Tántalo

El contenido de Ta en la moscovita del campo de Giraúl presenta una clara correlación con el grado de evolución de la pegmatita, ya que el contenido de Ta en los cristales de moscovita se incrementa desde las pegmatitas de tipo I y II, pasando por el tipo III, hasta las concentraciones más altas en las pegmatitas más evolucionadas y, a la vez, más ricas en minerales de Ta (las pegmatitas de tipos IV y V).

El contenido de Ta varía en el conjunto del campo desde unas 6 a 170 ppm; la correlación del Ta frente a la relación K/Rb es negativa (figura 10.3.3.k).

En consecuencia, si se representa la variación de los contenidos en Ta en la moscovita en relación con sus contenidos en Nb, se aprecia una clara correlación positiva, marcada por el enriquecimiento de Nb y Ta en la moscovita desde las pegmatitas más primitivas, de tipo I, II y, en parte, III, hasta las más evolucionadas, las de tipo IV y V.

Se distinguen algunos valores anómalos, que podrían deberse a contaminación con finos cristales de minerales del grupo de la columbita que podrían estar en la exfoliación de las micas, aspecto que se ha observado que ocurre en algunos casos, con ayuda del microscopio electrónico.

Algunas conclusiones

La concentración de algunos elementos en la estructura de la moscovita incrementa de forma paralela a la cristalización de fases propias de estos elementos, lo que sugiere que

la moscovita podría haber quedado saturada en estos elementos en algunos estadios de cristalización de las pegmatitas.

Del mismo modo, la concentración de los elementos LILE, HFSE y otros elementos incompatibles incrementa progresiva y paulatinamente con la evolución de las pegmatitas del campo de Giraúl, desde los tipos I y II (geoquímicamente muy parecidos entre sí) hasta los tipos IV y V (también geoquímicamente muy parecidos entre sí), sugiriendo, como acontece en el caso del feldespato potásico, un origen común de todas las pegmatitas del campo, a partir de un proceso de fraccionamiento magmático.

Por otra parte, las concentraciones de algunos elementos (Rb y Cs) en la moscovita se acercan a los niveles económicos en las pegmatitas más evolucionadas, aunque sólo en las zonas más evolucionadas de estas pegmatitas, lo que implica una restricción. La proporción de moscovita tampoco llega a ser muy alta en estas pegmatitas.

No obstante, pese a que se dan estos fuertes enriquecimientos en elementos LILE, en la inmensa mayoría de cristales de micas del campo de Giraúl los contenidos de Cs y Rb son todavía relativamente bajos, si se exceptúan los altos valores para algunos cristales de lepidolita y los evidentemente altísimos valores para la nanpingita de formación muy tardía.

En efecto, estos valores quedan muy lejos de los que se dan, por ejemplo, en las pegmatitas altamente fraccionadas del escudo canadiense, como las de Tanco, Markós, Pakeagama y Mc Combe (Tindle et al., 2005). Tan sólo algunos cristales de las zonas más evolucionadas de las pegmatitas de tipo IV ó V de Giraúl se acercan a los campos composicionales típicos de estas pegmatitas más evolucionadas (figura 10.3.4).

Desgraciadamente, la proporción de nanpingita (o, incluso, de lepidolita) en las pegmatitas de Giraúl parece ser muy limitada, al estar restringida la presencia de este mineral a pequeños reemplazamientos en los estadios más tardíos de las zonas más diferenciadas y solamente en las pegmatitas más evolucionadas, por lo que no supone en ningún

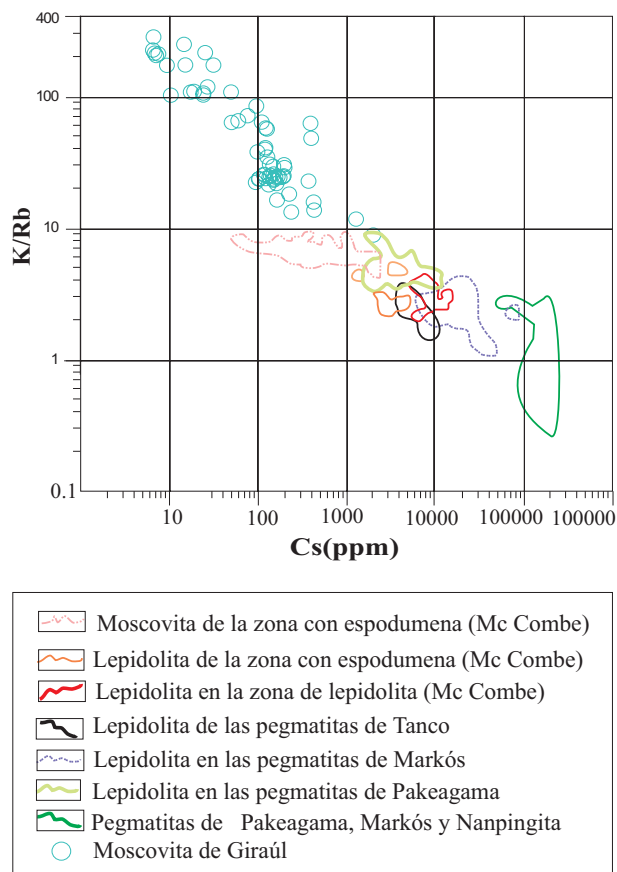


Figura 10.3.4. Diagrama de correlación geoquímica K/Rb vs. Cs (ppm) en cristales de moscovita del campo pegmatítico de Giraúl, comparados con las composiciones de cristales de micas de diversos afloramientos pegmatíticos altamente enriquecidos en elementos LILE del escudo canadiense. Datos de las pegmatitas de Tanco, Markós, Pakeagama y Mc Combe según Tindle et al. (2005).

caso una proporción volumétrica importante de ninguna pegmatita.

Por consiguiente, la composición de las micas revela que el campo de Giraúl, aún existiendo un fuerte grado de diferenciación entre sus pegmatitas más primitivas y las más evolucionadas, el grado de fraccionamiento no lo es en forma extrema, de manera que sus pegmatitas más evolucionadas no alcanzan fraccionamientos extremos. En consecuencia, las posibilidades metalogenéticas de las pegmatitas graníticas del campo de Giraúl para elementos raros son limitadas.

10.3.3. BERILO

En el berilo pueden darse principalmente variaciones en lo que respecta a la composición de los álcalis que se encuentran en los canales de la estructura.

Como se ha indicado en los apartados anteriores, los cristales de berilo de los diferentes tipos de pegmatitas de Giraúl se caracterizan, por lo general, por presentar fuertes enriquecimientos en álcalis en estas posiciones, pudiendo alcanzar en las pegmatitas de tipo IV hasta casi un 2 % de Na₂O.

No obstante, el contenido de otros álcalis, como K, Rb o Cs es mucho más bajo. De este modo, el contenido de cesio en las pegmatitas del campo es siempre bajo y nunca no sobrepasa el 0,5 % de Cs₂O.

Por otra parte, no deja de ser sorprendente que alguno de los valores más elevados en este elemento se hayan ubicado en las pegmatitas más primitivas del campo, en las de tipo I (figura 10.3.5a), de manera que el contenido en Cs de estas pegmatitas es incluso más elevado que las del tipo II, en las que el contenido de Cs, de todos modos, es prácticamente cero.

En las pegmatitas de tipo IV se da un cierto salto en la proporción de álcalis, que como se ha indicado casi alcanzan el 2 % de Na₂O, pero en cambio las proporciones de Cs se mantienen casi constantes dentro de las diferentes unidades y siempre con valores muy bajos, comparables a los de las pegmatitas de tipo I. Es particularmente notorio que los cristales de berilo blanco de las terceras zonas intermedias de las pegmatitas de tipo IV de Giraúl no se distinguen, en cuanto a contenidos de elementos alcalinos, de los cristales de berilo verde-amarillento, toda vez que es precisamente en este tipo de berilos donde generalmente se localizan las mayores proporciones de Rb y Cs de este grupo de minerales.

Por consiguiente, si se admite que el contenido de álcalis en el berilo pegmatítico, y muy en particular el de Cs, puede ser un criterio indicativo del grado de fraccionamiento del magma a partir del cual se formaron dichos cristales, el campo pegmatítico de Giraúl no es en absoluto extremadamente fraccionado, conclusión que concuerda con las que acabamos de extraer a partir de los análisis químicos de feldespatos potásico y moscovita.

En efecto, si se compara la composición de los cristales de berilo de Giraúl con los de los campos pegmatíticos más evolucionados y bien conocidos de Canadá (Cerny y Simpson, 1977; Burt, 1982; Cerny et al., 1998; Tindle et al., 2000) incluso los cristales más diferenciados del campo de Giraúl quedan muy lejos de los berilos altamente diferenciados que se dan, por ejemplo, en McCombe.

De este modo, pese a que algunos valores de las pegmatitas de tipo IV de Giraúl se inscriben en las partes menos diferenciadas de las pegmatitas de McCombe, en conjunto el bajo contenido en Cs de los berilos de Giraúl es otro criterio negativo en cuanto a la posibilidad de que exista mineralización de elementos raros en el campo pegmatítico.

10.3.4. GRUPO DE LA TURMALINA

La composición de la turmalina, si se la examina a nivel del campo pegmatítico, muestra una marcada variación en su composición química desde las pegmatitas primitivas de tipo I hasta las más evolucionadas de tipo V; en muchos aspectos, esta variación a gran escala es similar a la que se da a nivel interno de cada pegmatita.

En conjunto, los minerales del grupo de la turmalina del campo de Giraúl pertenecen al subgrupo de turmalina ricas en álcali, si bien con una gradación hacia el campo de las turmalinas con vacante en la posición X, y llegando en algunos casos a invadir este campo; sin embargo, la componente de turmalina cálcica es en cambio casi nula para casi todas las turmalinas del campo, con la notoria excepción de algunas turmalinas del tipo IV, pertenecientes a la segunda zona intermedia, que se enriquecen en Ca. Este trend de enriquecimiento en Ca acontece, no obstante, en otros campos pegmatíticos de elementos raros (Tindle et al., 2005). De todos modos, el aspecto más relevante de este diagrama es que el contenido en álcalis tiende a aumentar desde las pegmatitas más primitivas a las más evolucionadas, en la misma línea de lo que pasa con el contenido de álcalis en el berilo (figura 10.3.6a).

Del mismo modo, la proyección de los componentes ferromagnesianos con respecto a los álcalis y vacantes, indica que la mayor parte de las turmalinas del campo son ricas en Fe, con la

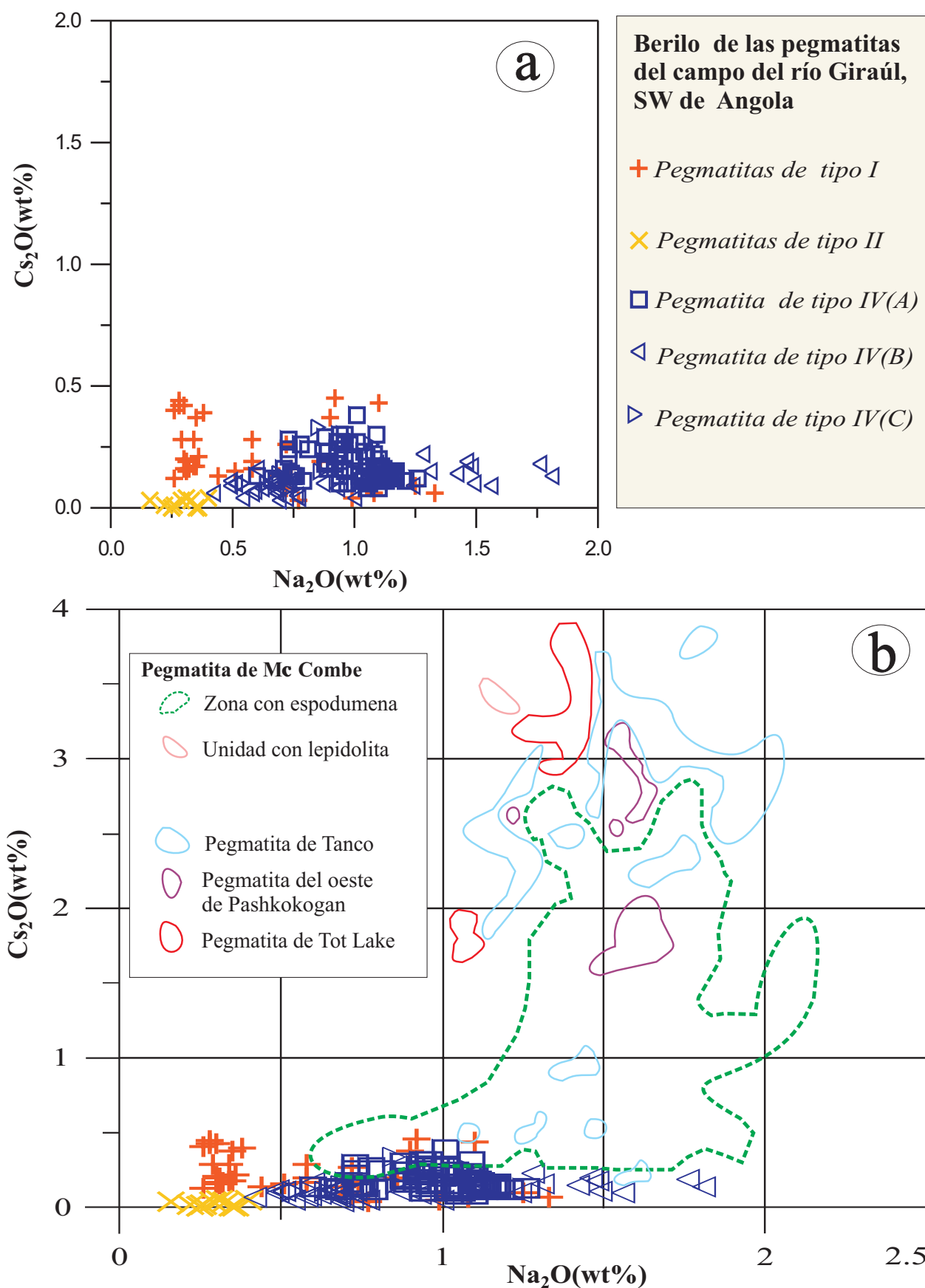


Figura 10.3.5. Diagrama de correlación geoquímica Na_2O vs. Cs_2O (%) en cristales de berilo del campo de Giraúl, en función del tipo de pegmatita muestreada (A); en (B) se muestra la comparación de los valores del campo de Giraúl con otros campos del escudo canadiense: campos de MC Combe, Tanco, Tot Lake y campo del oeste de Pashkokogan. Composiciones del berilo canadiense según Cerny y Simpson (1977), Burt (1982), Cerny et al. (1998) y Tindle et al. (2000).

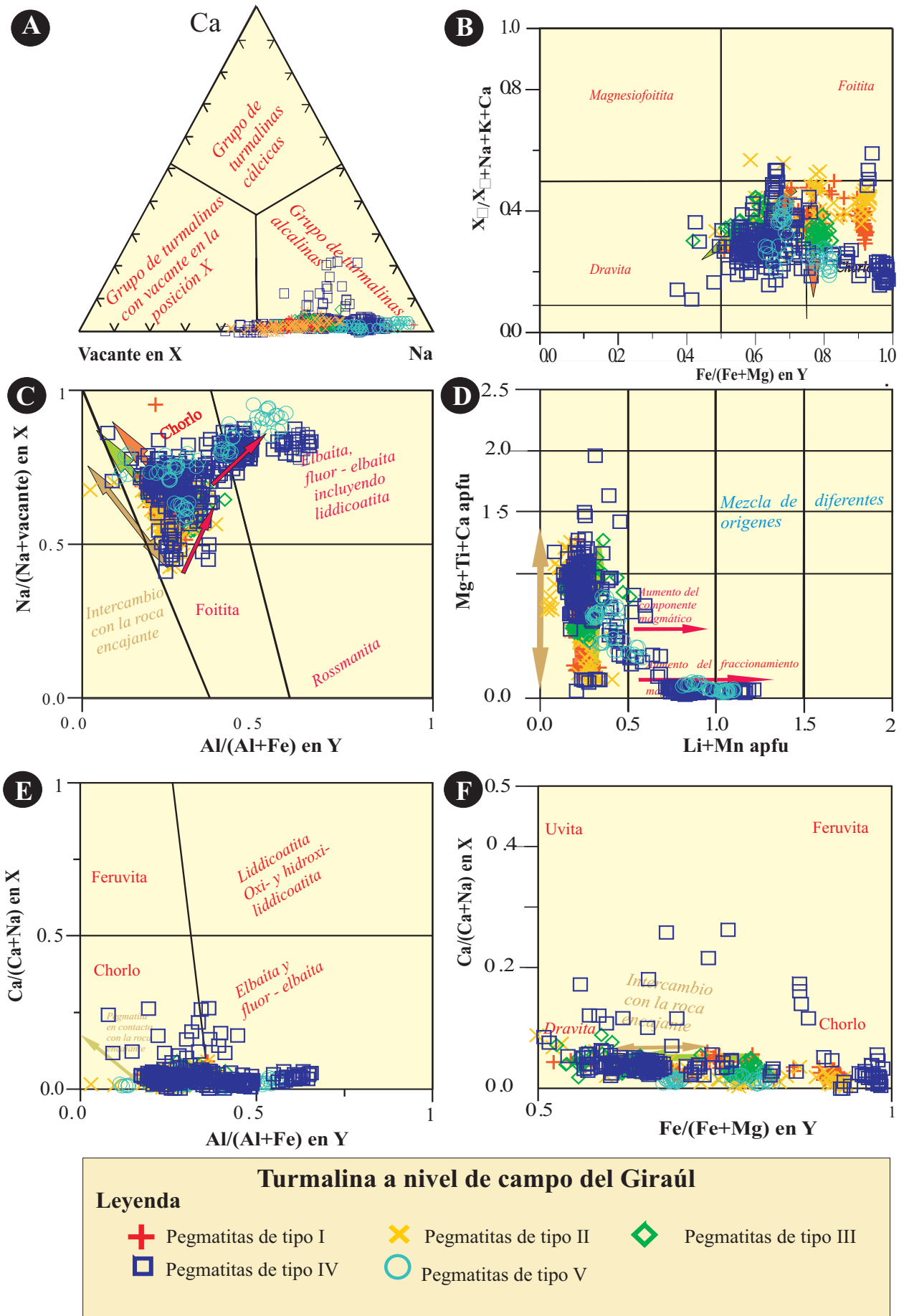


Figura 10.3.6. Gráficos de variación geoquímica de los minerales del grupo de la turmalina del conjunto de todos los tipos de pegmatitas del campo de Giraúl. Véase texto para explicación.

excepción de las turmalinas situadas en las zonas del exocontacto; recuérdese, no obstante, los enriquecimientos en dravita en las partes externas de los cristales zonados de turmalina, que se plantean como una evidencia de interacción del magma pegmatítico con la roca de caja. En este diagrama podría aparentar que las pegmatitas más primitivas serían menos dravídicas que las de tipo IV o incluso V, pero como se recordará en éstas el contenido de Al es también mayor. Por otra parte, el componente foidítico es muy alto, especialmente en las pegmatitas más primitivas (figura 10.3.6b).

En este sentido, el diagrama de la relación Al/(Al+Fe) en la posición Y contra la relación Na/(Na+vacante) es más significativo, demostrando que a nivel de campo se da un incremento del contenido de aluminio y álcali desde las pegmatitas más primitivas a las más evolucionadas de tipo IV y V, aunque esta tendencia queda enmascarada en muchos casos por el trend de contaminación con la roca encajante, que tiende a empobrecer la turmalina en Al; este trend se da en la periferia de los cristales en todas las zonas intermedias (figura 10.3.6c).

A nivel de comparar el trend evolutivo de fraccionamiento magmático y el trend de contaminación con el encajante es también útil el diagrama de la figura 10.3.6d, que relaciona los elementos típicos de medios evolucionados que pueden entrar en la posición Y (Li y Mn) en relación con los típicos elementos contaminantes (Ti, Mg y Ca). Como se apreciará, las pegmatitas de tipo I y tipo II se proyectan aproximadamente en la misma zona, empobrecidas en Li y Mn; en las pegmatitas de tipo III se da un ligero enriquecimiento en estos componentes, y en las de tipo IV y V existe un notable enriquecimiento. En todos los casos, no obstante, está patente el trend de enriquecimiento con el encajante; recuérdese que en la mayor parte de los casos estos análisis se corresponden con la parte externa de los cristales de turmalina, enriquecidos casi siempre en componente dravita.

Por otra parte, la proyección de la relación Al/(Al+Fe), frente a relación Ca/(Ca+Na) en la posición X refleja también este enriquecimiento en Al, a la vez que nos recuerda el incremento en Ca que se da en la segunda zona intermedia de las pegmatitas de tipo IV (figura 10.3.6e). Este tipo de trend ha sido relacionado con procesos de asimilación de encajante.

Abundando en los procesos de interacción con el encajante, el diagrama de la relación Fe/(Fe+Mg) en la posición Y con respecto a la relación Ca/(Ca+Na) en la posición X, nos permite observar también un amplio grado de interacción con la roca de caja para las pegmatitas del campo (figura 10.3.6f).

Otro tipo de variaciones importantes hacen referencia a la incorporación de Li en la estructura de la turmalina. De este modo, el diagrama de Li contra Mg en la posición Y, nos permite observar dos grandes áreas composicionales independientes. En primer lugar, un área que abarca todas las composiciones de las pegmatitas de tipo I, II y III, todas ellas pobres en Li, además de cristales de las primeras zonas de la secuencia de cristalización de las pegmatitas de tipo IV y V, así como los bordes de los cristales de turmalina zonada. Esta área se caracteriza por ser pobre en Li, con contenidos aproximadamente idénticos para todas estas pegmatitas; las variaciones en sentido vertical en el diagrama que se dan en Mg dentro de este grupo de valores vienen relacionados con el grado de contaminación con el encajante; nótese que en este aspecto existe una cierta diferencia entre los valores de las pegmatitas de tipo I, II, III y IV. Por otra parte, existe otro grupo de valores que se sitúa hacia el campo composicional de la elbaíta, y que corresponde mayoritariamente a los cristales de turmalina de vetas tardías, típicamente turmalina de color verde en muestra de mano. Estas turmalina son sistemáticamente muy pobres en Mg y ricas en Li, y se habrían formado a partir de los fluidos más tardíos producidos por fraccionamiento magmático, con muy escasa interacción con la roca de caja; no obstante, la interacción tardía de estos fluidos con la roca de caja explicaría las composiciones intermedias entre ambas áreas, así como la zonación de los mismos cristales hacia chorlo-dravita, debido nuevamente a la entrada tardía de un fluido que interaccionaría con la roca de caja (figura 10.3.6g).

En cambio, cuando se plantea la relación de Li contra Fe, se obtiene el trend inverso, debido a que estos elementos se substituyen en la misma posición de la estructura. No obstante, en este diagrama se puede apreciar claramente que las turmalinas de las pegmatitas más primitivas son más ricas en Fe, que se va perdiendo conforme entra el Li, de acuerdo con la substitución $(2\text{Fe}^{2+}) \leftrightarrow (\text{Al}+\text{Li})$. Por consiguiente, el componente chorlo en los núcleos de los cristales se va perdiendo conforma aumenta

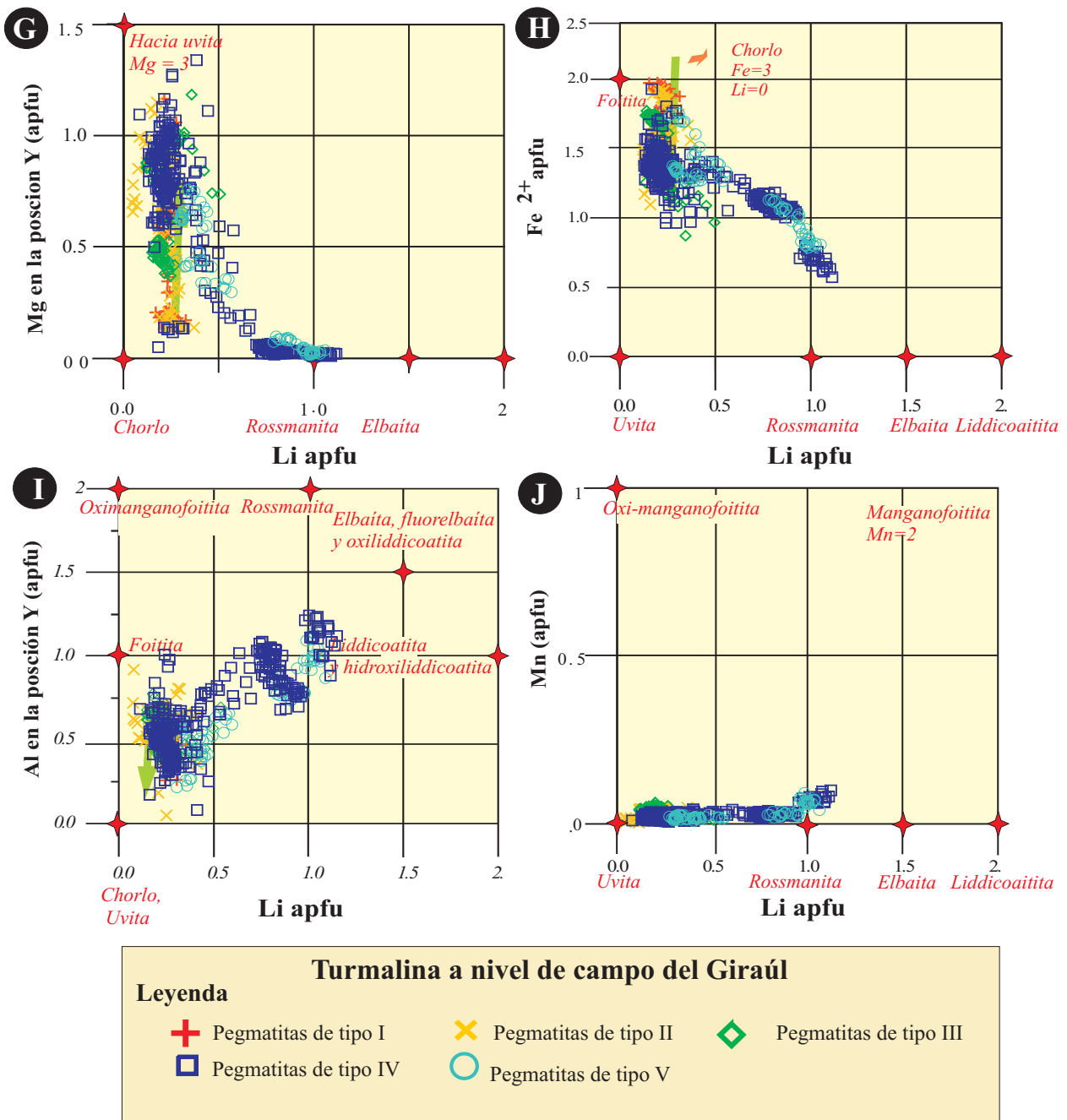


Figura 10.3.6 (cont.). Gráficos de variación geoquímica de los minerales del grupo de la turmalina del conjunto de todos los tipos de pegmatitas del campo de Giraúl. Véase texto para explicación.

la evolución del campo pegmatítico (figura 10.3.6.h).

Por consiguiente, de acuerdo con lo expuesto en el párrafo anterior, entre el Li y el Al debe darse una correlación perfecta, con un incremento desde las pegmatitas de tipo I, II y III (más primitivas) hasta las de los tipos IV y V. Como puede apreciarse en la figura 10.3.6i este fenómeno queda patente, si bien quedan de nuevo claros los dos grandes campos composicionales: por un lado, las pegmatitas de tipo I, II y III, así como los cristales

de los bordes contaminados de las pegmatitas de tipo IV y V; por otro, los cristales de las vetas cuarzo-moscovítico-albíticas de las pegmatitas de tipo IV y V. Existe un campo intermedio, dentro de las pegmatitas de tipo IV y V que, como se ha indicado, corresponde a cristales formados en un dominio de interacción entre los fluidos pegmatíticos y los fluidos equilibrados con la roca encajante.

En cambio, la proporción de Mn es casi nula en todas las turmalinas del campo, excepto en las elbaitas más evolucionadas (figura 10.3.6j).

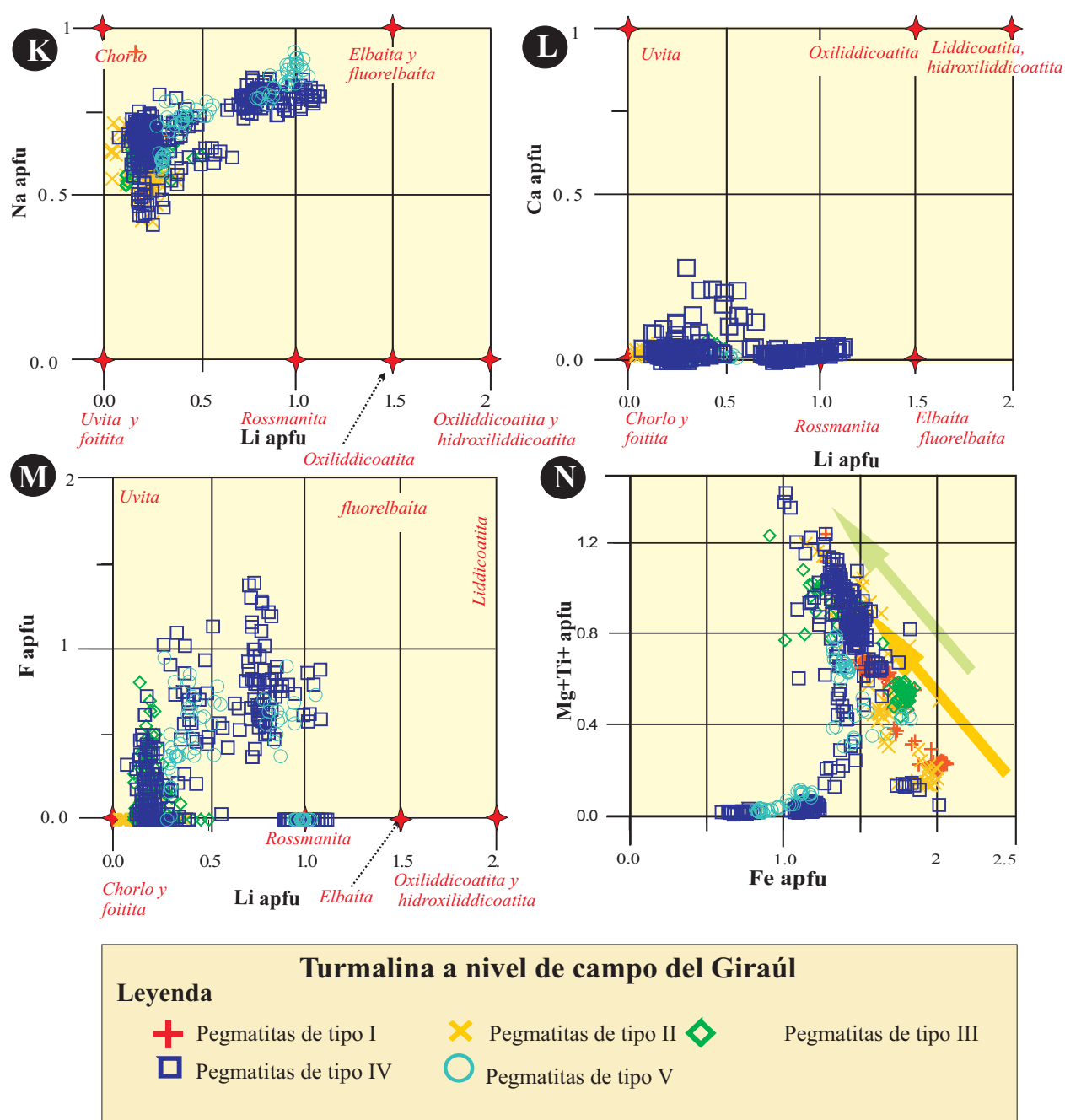


Figura 10.3.6 (cont.). Gráficos de variación geoquímica de los minerales del grupo de la turmalina del conjunto de todos los tipos de pegmatitas del campo de Giraúl. Véase texto para explicación.

El diagrama del Li con frente al Na muestra un comportamiento positivo; se puede observar que el contenido del Li incrementa con el aumento del contenido del Na, desde las turmalinas más primitivas a las más evolucionadas, con algunas desviaciones que atribuibles a la contaminación por el encajante (figura 10.3.6.k); en cambio, la incorporación de Ca es rara y sólo se da en las zonas intermedias internas del tipo IV (figura 10.3.6.l).

El F es un elemento clave, que aumenta desde los tipos primitivos I y II, donde es nulo

absolutamente, al tipo III, donde se da el primer incremento importante, para enriquecerse fuertemente en las pegmatitas de tipo IV y V, de forma simultánea al Li. De todos modos, hay unopoblación de turmalinas que se escapa de la tendencia general y que es rica en Li y sin F; esta turmalina se sitúa de ordinario en la segunda o tercera zonas intermedias, y se le supone un origen magmático; las turmalinas más enriquecidas simultáneamente en Li y F pertenecen a los núcleos incoloros (más elbáuticos) de los cristales de las vetas

tardías de las pegmatitas IV y V. Ahora bien, estos cristales están zonados, y su parte externa es sistemáticamente pobre en ambos elementos, indicando nuevamente un trend tardío de contaminación con la roca encajante. Estos bordes son de color verde y, como se recordará, están en cambio enriquecidos en Mg y Fe.

Finalmente, el examen del diagrama Fe-(Mg+Ti) aporta algunos datos importantes.

Como se observará en este diagrama, hay dos grandes tendencias. Una de ellas, indicada con las flechas naranja y verde, es de enriquecimiento en Mg y en Ti a costa del Fe, de modo que señala un trend de interacción con el encajante; este trend se inicia en todas las pegmatitas desde composiciones pobres en Ti y Mg, especialmente comunes en las zonas más precoces de la cristalización de la pegmatita; no obstante, en las zonas intermedias se da un proceso sistemático de interacción de los fluidos equilibrados con el encajante con el magma pegmatítico, de modo que al final de cada pulso de cristalización, en las zonas intermedias de todas las pegmatitas se da una cristalización de turmalina rica en Mg y Ti, generalmente en los halos de color verdoso de la parte externa de los cristales zonados.

Este proceso de contaminación con el encajante determina que, incluso en los núcleos de cristales de las zonas intermedias, se da en todas las pegmatitas del campo un cierto componente dravítico. Este es el trend que se da de forma sistemática en las pegmatitas de tipo I, II, III y en las primeras zonas intermedias de las pegmatitas de tipo IV y V.

No obstante, y de manera simultánea con el enriquecimiento en F, Al y Li, en las pegmatitas de tipo IV y V se produce, ya a partir de la segunda zona intermedia, un trend que determina el empobrecimiento simultáneo en Mg y Fe, y que es el trend de fraccionamiento magmático. Este trend determina la aparición de turmalina elbaítica en las segundas o terceras zonas intermedias de estas pegmatitas, así como el desarrollo de cristales de elbaíta en las vetas albíticas o de cuarzo-moscovita-elbaíta. Eso no significa que, incluso en los estadios tardíos, no haya contaminación del encajante, como lo atestiguan los bordes de los mismos cristales, más dravíticos.

10.3.5. GRUPO DE LOS GRANATES

Los granates presentes en el campo de Giraúl y en los granitoides relacionados son aluminicos, fundamentalmente de composición almandino-spessartina, con predominio de una componente u otra según la zona y tipo de pegmatita; en cambio, el componente piropo, como cabe esperar en estos medios ácidos geoquímicamente muy evolucionados, es prácticamente nulo (figura 10.3.7a).

El componente almandino predomina fundamentalmente en las granodioritas y leucogranitos parentales; no obstante, estos granates también tienen unos contenidos de Mg y Ca ligeramente mayores que en las pegmatitas; en cambio, poseen casi siempre menor proporción de spessartina.

Dentro de las pegmatitas, el contenido de Mn tiende también a aumentar progresivamente, a grandes rasgos, conforme progresa el grado de evolución del campo (figura 10.3.7 a y b), desde las pegmatitas de tipo I a las de tipo II, de éstas a las de tipo III y, finalmente, a las de tipo IV; no obstante, en la pegmatita A, de tipo IV, y en la pegmatita de tipo V aparecen valores aparentemente muy bajos, dentro del campo del almandino. Debe tenerse en cuenta, no obstante, que estos valores aparecen en las zonas de borde, donde existe una fuerte contaminación por la roca encajante. De hecho, en las mismas zonas de las pegmatitas más primitivas, estos contenidos de Mn son todavía más bajos. En cambio, en los escasos granates encontrados en las zonas intermedias, en la pegmatita D de tipo IV, es donde se dan los valores de Mn en granates más altos del campo.

Si se compara los valores de la composición química del granate de Giraúl con los de otros campos pegmatíticos puede verse, no obstante, que las composiciones de los granates de Giraúl no son indicadoras de un fraccionamiento extremo. En campos pegmatíticos muy evolucionados de Canadá se dan composiciones de spessartina pura. Los granates de estos campos, por otra parte, pueden presentar síntomas de contaminación por Ca del encajante (figura 10.3.7 c). Por consiguiente, estos datos avalan la tesis de que el campo pegmatítico de Giraúl no es muy rico en elementos raros.

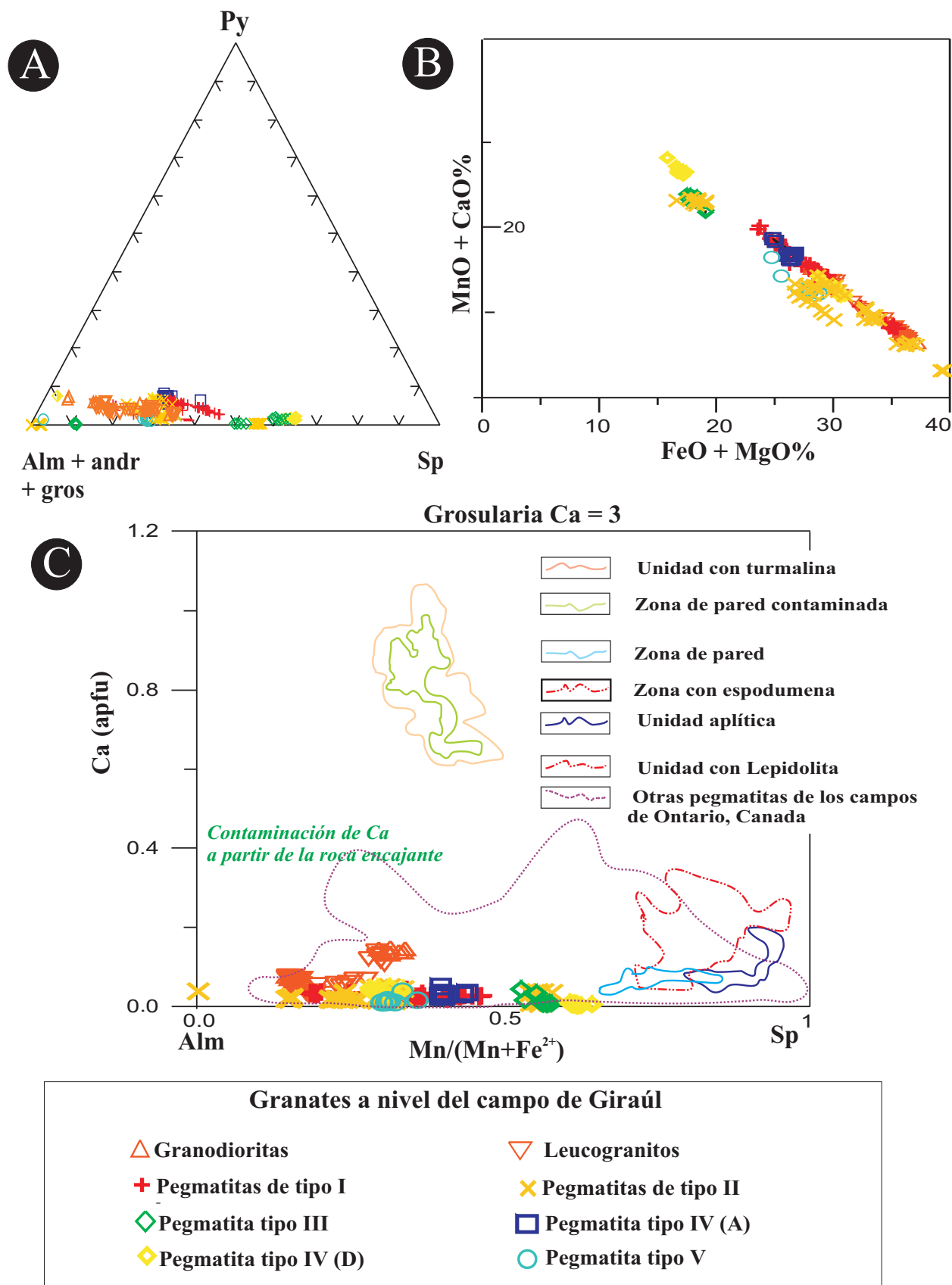


Figura 10.3.7. Gráficos de variación de la geoquímica mineral de los componentes del grupo de los granates del conjunto de todos los tipos de pegmatitas y de los granitoides más leucocráticos del campo de Giraúl, representados en los diagramas de Breaks et al. (2003); a nivel de comparación, se han representado en c) las composiciones de granates de diversas unidades de la pegmatita de McCombe (Canadá), así como las de otros campos pegmatíticos canadienses.

10.3.6. CIRCON

Como se ha visto en los capítulos anteriores, los cristales de circón son comunes a todos los litotipos de composición ácida de la zona. En este grupo de minerales puede darse, en proporciones muy variables, la sustitución de Zr por Hf en la posición de coordinación octaédrica; la proporción de Hf puede llegar a ser muy elevada en algunas pegmatitas, alcanzando proporciones incluso cercanas o dentro del campo del hafnón o HfSiO_4 (Correia Neves et al., 1974; Èerný y Siivola, 1980; Heaman et al., 1990).

En el caso del campo pegmatítico de Giraúl, los cristales de circón presentan amplias variaciones en función de la zona de la pegmatita en que se presenten y en función del tipo de pegmatitas en que se encuentran. El primer tipo de variaciones se da de manera que en cada tipo de pegmatita la proporción de Hf se incrementa desde las zonas de cristalización más precoces hasta las más tardías, revelando el carácter altamente incompatible del Hf. Este aspecto ha sido citado por otros autores en otros campos pegmatíticos, como por ejemplo en el Cap de Creus (Corbella y Melgarejo, 1993; Alfonso, 1995).

En los granitoides el contenido de Hf es muy bajo, lo que concuerda con la tendencia general del Hf a ser bajo (<3% HfO_2) en los cristales de zircón de los granitoides de tipo I, en oposición a los contenidos en los granitoides de tipo A, más altos (Wang et al., 2000). Esto es debido a que el Zr es mucho más soluble que el Hf en los magmas peraluminicos (Linnen y Keppler, 2002). De todos modos, en los granitoides de tipo I o S más evolucionados los contenidos de Hf acostumbran a ser más elevados (Wang et al., 1992; Johan y Johan, 2005), lo que es de entrada un mal precedente para que el campo pegmatítico pueda ser fértil.

Estos contenidos bajos pueden darse, por otra parte, en la casi totalidad de las zonas precoces de las pegmatitas del campo.

No obstante, en las zonas intermedias, o en las zonas de cristalización más tardía de las pegmatitas, el Hf se vuelve más abundante cuanto mayor es el grado de evolución de la pegmatita, esto es, desde el tipo I y el II (con

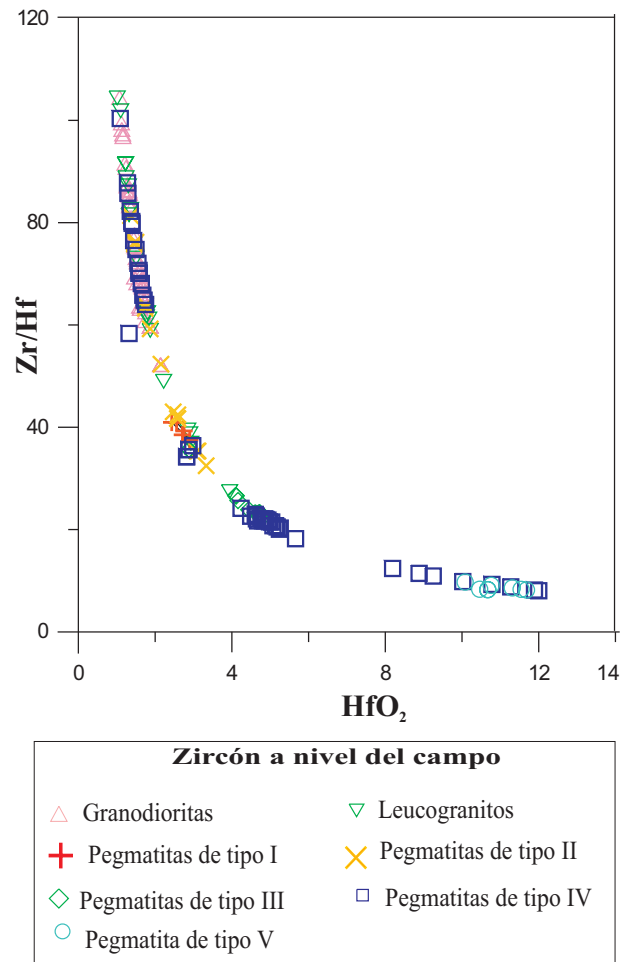


Figura 10.3.8: Variación de la composición química de los cristales de zircón a nivel del campo de Giraúl, suroeste de Angola.

contenidos muy parecidos) hasta el tipo III, de éste al tipo IV y finalmente al tipo V (figura 10.3.8).

De todos modos, en el campo de Giraúl este contenido no alcanza más del 12 %, un contenido relativamente bajo cuando se le compara, por ejemplo, con los de las provincias tantalíferas de Canadá (los superiores al 30% del campo del Cap de Creus (Alfonso, 1995).

El contenido de Hf en zircón acostumbra a ir correlacionado con el contenido de Ta en la columbita con la que está asociado, por lo que es un buen criterio de exploración de elementos raros (Fontan et al., 1980; Wang et al., 1996; Linnen, 1998b). Por consiguiente, los contenidos relativamente bajos de Hf en el circón de Giraúl no auguran buenos resultados en la exploración de estos elementos en el campo.

10.3.7. GRUPO DEL APATITO

Los cristales de apatito son muy comunes en todos los medios vinculados al campo pegmatítico, desde los granitos parentales hasta las pegmatitas más evolucionadas; además, se encuentran en diversas zonas. Por consiguiente, son un buen registro de la actividad de volátiles en los magmas. De este modo, un aspecto interesante a tener en cuenta para los minerales del grupo del apatito del campo de Giraúl, es que la proporción de cloro es siempre nula o casi nula (figura 10.3.9a).

Los minerales del grupo del apatito de las granodioritas y leucogranitos del río Giraúl presentan una acusada variabilidad composicional, especialmente en lo que respecta a la cantidad de F, de manera que se han obtenido tanto composiciones extremas de fluorapatito, como extremas de hidroxilapatito, o bien composiciones intermedias muy diversas entre ambos términos extremos.

En el mismo diagrama puede apreciarse que el contenido de F es también muy variable en el conjunto de las pegmatitas del campo, pero sin que se den en ellas términos

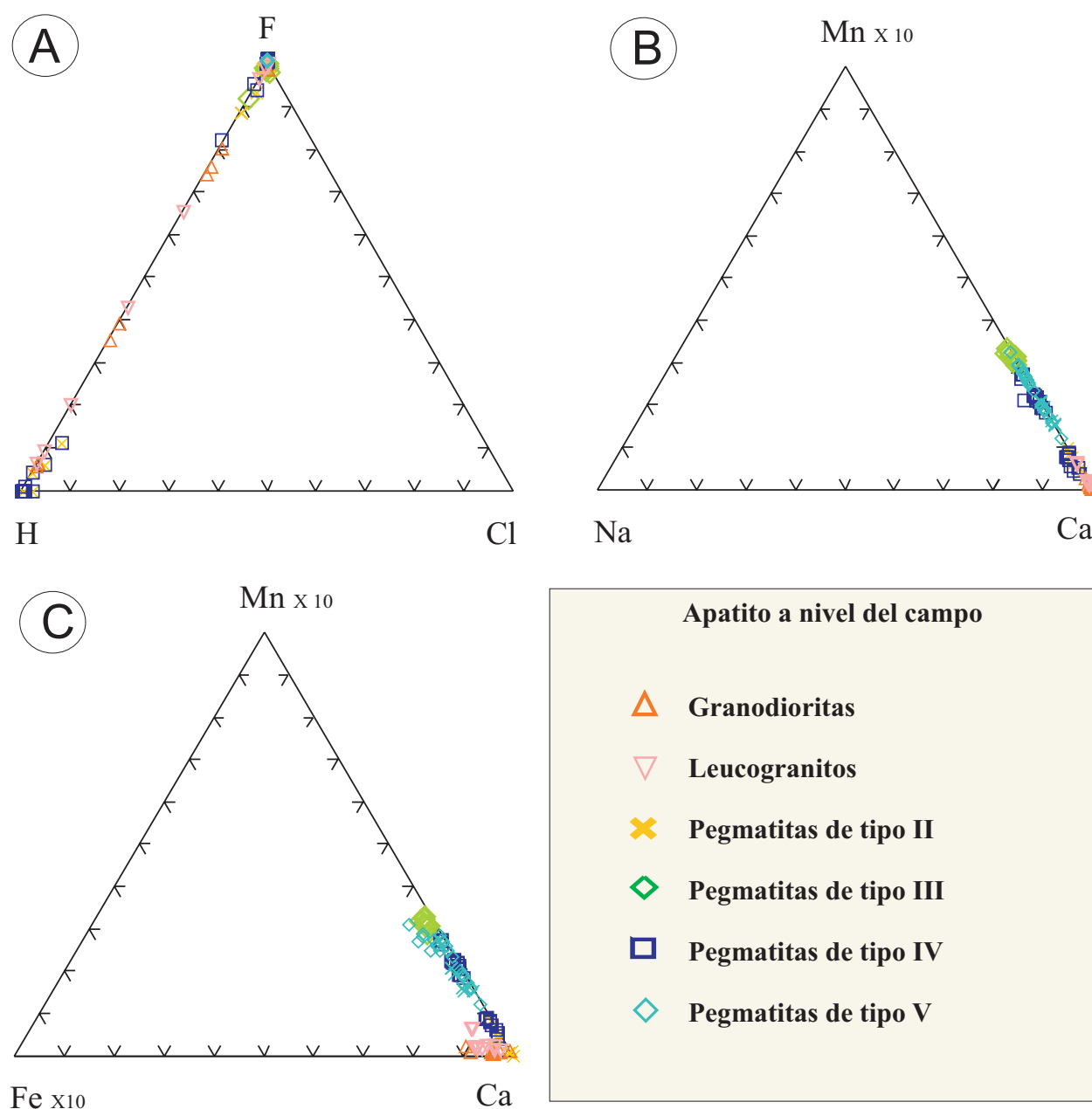


Figura 10.3.9: Variación de la composición química de los cristales de apatito a nivel del campo de Giraúl, suroeste de Angola. A) Proporción de volátiles, en el diagrama de Piccoli y Candela (2002); B) proporciones Ca-Mn-Na; C) proporciones Ca-Mn-Fe.

intermedios del grupo del apatito. Así, en las pegmatitas se trata casi siempre o bien de fluorapatito con poco o nada de componente de hidroxiapatito, o a la inversa.

El factor que controla la actividad de F en el apatito parece ser el estadio pegmatítico en que se forma, de manera que en todos los tipos de pegmatitas el F tiende a concentrarse hacia los cristales formados en los estadios de cristalización más tardíos.

De este modo, en las pegmatitas de tipo II y III pueden darse contenidos bajos en la primera zona intermedia, que se incrementan hacia la segunda o tercera; en el caso de las pegmatitas de tipo IV y V el contenido de componente fluorapatito es completo en las unidades de cristalización más tardía, esto es, en las vetas de cuarzo-moscovita-albita o en las albititas.

En cuanto a la proporción de elementos en las posiciones de los cationes, estos apatitos no presentan Ba, Sr u otros componentes típicos de medios poco diferenciados.

El catión dominante es calcio, con ligeros contenidos en Mn y contenidos muy bajos en otros elementos, como Fe o Na (figuras 10.3.9 b y c).

De este modo, en los granitos y granodioritas el apatito es bastante puro, eventualmente sólo con ligeras proporciones de Fe; el contenido de Mn en estas rocas es en cambio muy bajo (figura 10.3.9a). Se trata de apatito casi siempre incoloro, de grano muy fino.

En cambio, en casi todas las pegmatitas del campo de Giraúl es común la presencia de grandes cristales de apatito de color azul oscuro o azul-verdoso, cuya coloración se debería a que presentan significativas concentraciones de Mn.

De todos modos, la proporción de Mn en el apatito es muy variable a escala de campo. De este modo, el contenido de Mn en este mineral crece progresivamente desde los granitoides, donde es nulo, hasta las pegmatitas de tipo II y, finalmente, a las pegmatitas más evolucionadas de los tipos III, IV y V, donde se alcanzan las mayores proporciones, aunque éstas sean inferiores al 3% atómico (figura 10.3.9b).

Cabe señalar que, de manera similar a lo que acontece con el F, existen para cada tipo de pegmatita dos rangos composicionales; los valores más bajos se han encontrado en los cristales formados en las primeras zonas intermedias, mientras que los valores más altos corresponden a los cristales formados en las zonas más tardías de cada pegmatita.

10.3.8. GRUPO DE LA COLUMBITA

Evolución a escala de cristal

Tanto en las pegmatitas de tipo III como en las de tipo IV es frecuente la presencia de un zonado de tipo convolucionado en los cristales de los minerales de la serie de la columbita-tantalita. En ocasiones, se produce una combinación entre zonado convolucionado y zonado oscilatorio. Los cristales con un zonado concéntrico alrededor del zonado convolucionado se habrían formado en un estadio tardío. Estas texturas pueden eventualmente coexistir en una misma zona con cristales poco o nada zonados.

El origen de las zonaciones oscilatorias es muy controvertido. Según Barsanov et al. (1971) esta zonación es debida a una miscibilidad incompleta de las series isomorfas de la columbita-tantalita. En cambio, Lahti (1987) atribuye el zonado oscilatorio a la dinámica de crecimiento de los cristales, cambios en la concentración de los elementos principales y pulsos sucesivos del magma. No obstante, según Putnis et al. (1992), cuando la solubilidad de dos miembros finales de una solución sólida es significativamente diferente, determina el umbral de sobresaturación para la nucleación de soluciones sobresaturadas y facilita el zonado oscilatorio, incluso en ausencia de oscilaciones en los parámetros intensivos.

Por otra parte, el zonado convolucionado a menudo se produce cuando la columbita-tantalita sufre una alteración por acción de fluidos tardíos. Este tipo de reemplazamiento se genera en los márgenes del cristal o a través de microfracturas, produciéndose además una disolución parcial seguida de una cristalización

más tardía (Lahti, 1987, Èerný et al., 1992a; Alfonso et al., 1995, Putnis, 2002).

Por ello, en algunos casos, como en las pegmatitas del Cap de Creus (Alfonso et al., 1995), el zonado convolucionado es atribuido a un metasomatismo producido por fluidos tardíos ricos en Na formados a partir del fundido por un proceso de desmezcla.

En otros casos, para explicar el zonado convolucionado se involucra a fluidos metamórficos externos, por ejemplo en las pegmatitas de Marsikov, República Checa (Èerný et al., 1992a). Zhang et al. (2004) también abogan por un origen interno de los fluidos pegmatíticos responsables de estos reemplazamientos en la pegmatita Koktokay N° 3 de Altai, China, debido a su riqueza en Ta, y mayor contenido en Nb del encajante.

Evolución a escala de campo pegmatítico

En las pegmatitas de Giraúl existe una tendencia al incremento en el contenido en minerales de Nb y Ta con el grado de evolución de la pegmatita, desde el tipo II al V. La relación $Ta/(Ta+Nb)$ no varía significativamente según el tipo de pegmatita y es generalmente baja, llegando a entrar sólo débilmente en el campo de la ferrotantalita o manganotantalita, lo que indica que el campo de Giraúl no presenta un elevado grado de fraccionamiento. En cambio, las pegmatitas más evolucionadas tienden a tener minerales más ricos en Mn (Figura 10.3.10).

En el caso de las pegmatitas de tipo II, la actividad del Nb y Ta sólo son suficientemente elevadas como para formar minerales durante los estadios muy tardíos de formación de estas pegmatitas, por lo que en ese caso las relaciones $Ta/(Ta+Nb)$ y $Mn/(Mn+Fe)$ son relativamente elevadas.

Otro aspecto importante en el campo de Giraúl es el desarrollo, aunque sea a microescala, de minerales del grupo del pirocloro, todos ellos formados en estadios de cristalización muy tardíos y por reemplazamiento de minerales del grupo de la columbita.

Aunque la relación $Ta/(Ta+Nb)$ en los

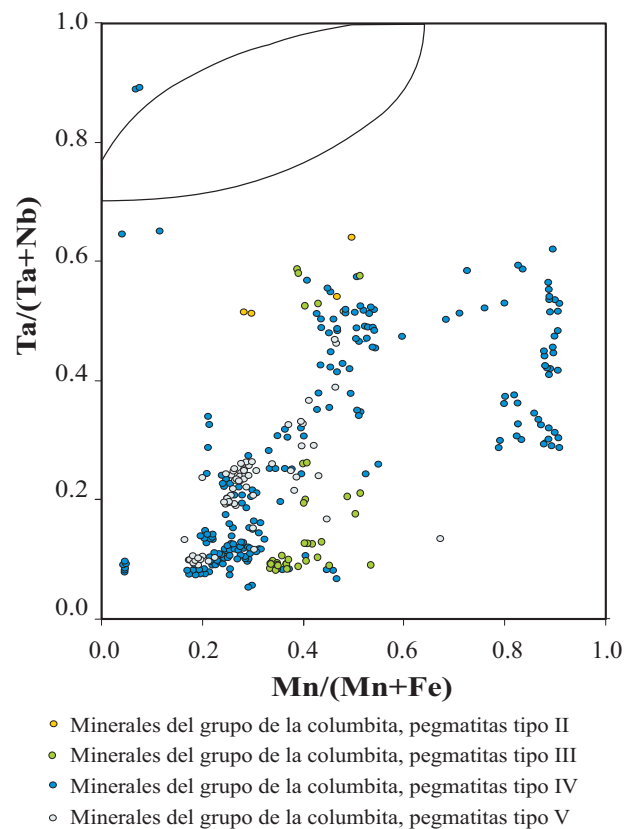


Figura 10.3.10: Variación de la composición química de los cristales del grupo de la columbita a nivel del campo de Giraúl, suroeste de Angola.

minerales del grupo del pirocloro es similar entre las pegmatitas de tipo IV y V, e incluso algo más elevada en algunos cristales de las pegmatitas de tipo IV, los minerales del grupo del pirocloro son mucho más ricos en Ta en el caso de las pegmatitas de tipo V, donde corresponden a microlita.

La elevada fugacidad de flúor en este tipo de pegmatitas modificaría la mineralogía de los óxidos de Nb-Ta en favor de la microlita (Èerný, 1986; 1989b; Tindle y Breaks, 2000). El flúor es un elemento muy importante en el fraccionamiento de los minerales de Nb-Ta, ya que este elemento incrementa considerablemente la solubilidad del Nb y Ta (Keppler, 1993). En los casos donde este elemento es escaso, se forma ferrocolumbita principalmente, que evoluciona a Nb-ferrotantalita, ixiolita y ferrotapiolita. Ejemplos de esta evolución se darían en las pegmatitas de Yellowknife, Northwest Territories, Canadá (Wise et al., 1986), las pegmatitas del Cap de

Creus, Catalunya (Alfonso et al., 1995) o las pegmatitas de Bastar-Malkangiri, India (Pal et al., 2007).

El que se formen más minerales del grupo del pirocloro que de la serie columbita-tantalita puede ser debido a que el Nb y Ta en el caso de pegmatitas con una elevada actividad de F se hayan en el magma formando complejos fluorurados y por tanto no precipitan, posteriormente estos elementos son incorporados al fluido lo que hace que se incorporen al fluido residual.

Este fluido es relativamente pobre en Fe y Mn, por lo que no precipita columbita-tantalita, y rico en otros componentes que favorecen la formación del pirocloro. Los granitos arfvedsoníticos albiticos de Kaffo, en el complejo de Ririwai (Nigeria) constituyen un ejemplo de ello, pues presentan pirocloro como el principal mineral de Nb, y este mineral aparece en los estadios tardíos de albitización (Ogunleye et al., 2006). Estos autores sugieren que el Nb proviene de los fluidos magmáticos y que su concentración estuvo facilitada por el fluor que lo transportó en la fracción volátil del magma granítico. Un incremento en la alcalinidad de este fluido residual provocaría su cristalización como pirocloro durante el metasomatismo sódico postmagmático.

El incremento en Ta respecto a Nb con la evolución se observa no sólo a escala de los óxidos de Nb-Ta, sino también en estudios de roca total en rocas graníticas (ej. Dostal, 2000).

Comparación con otros campos pegmatíticos del mundo

El trend de enriquecimiento en Ta en el campo de Giraúl produce sólo enriquecimientos moderados, pues raramente las composiciones de los cristales llegan a entrar en los campos composicionales de la manganotantalita o la tantalita. Los escasos análisis en que se entra en estos campos corresponden en realidad a reemplazamientos parciales de otros cristales mayores, mucho más ricos en Nb.

El carácter incompleto de este trend de enriquecimiento queda patente cuando se lo compara con el trend evolutivo de otras pegmatitas. Efectivamente, en comparación con

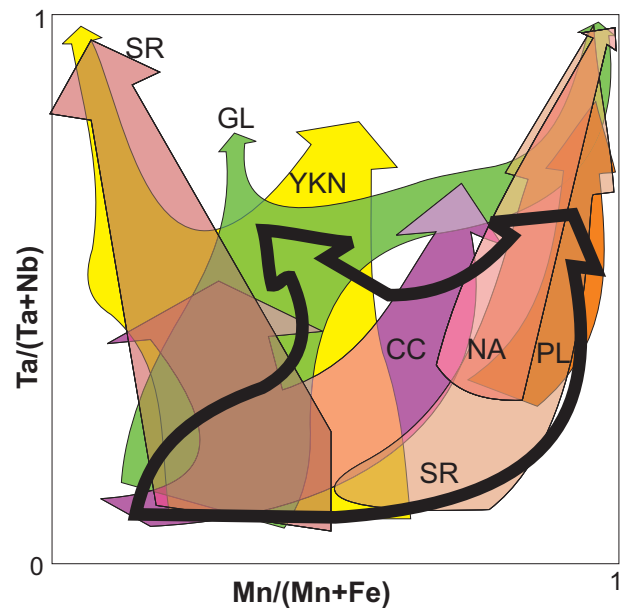


Figura 10.3.11. Comparación del trend evolutivo de la composición química de los cristales de columbita-tantalita del campo pegmatítico de Giraúl (trazo grueso) con los trends evolutivos en otros campos pegmatíticos evolucionados. CC, Cap de Creus; SR, Separation Rapids pluton; PL, Pakeagama Lake; YKN, Yellowknife; NA, North Aubry; GL, Greer Lake.

pegmatitas clásicas de berilo-columbita-fosfatos, como Cap de Creus (Cataluña), Yellowknife o Greer Lake (Canada), los cristales de columbita de Giraúl están mucho más enriquecidos en Mn, pero menos enriquecidos en Ta (figura 10.3.11).

Lo mismo puede deducirse cuando se compara estas facies más evolucionadas con pegmatitas de elementos raros de subtipos más evolucionados (figura 10.3.11). Si se compara las manganotantalitas de Giraúl con las de los campos de North Aubry, Separation Rapids o Pakeagama Lake, puede apreciarse que en todos estos campos el trend es mucho más completo, acercándose siempre a las composiciones de la manganotantalita y con mayores contenidos de Mn.

En resumen, este trend poco evolucionado sugiere, nuevamente, que el campo de Giraúl sólo presenta enriquecimientos moderados en elementos raros.

10.4. MODELO DE CRISTALIZACIÓN DE LAS PEGMATITAS DE GIRAÚL

Las pegmatitas de Giraúl habrían cristalizado a partir de un magma diferenciado a partir de un plutón, tal y como se evidencia por su emplazamiento. La relación genética entre leucogranito y pegmatitas queda evidenciada por un lado su distribución alrededor de un cuerpo plutónico central y por otro, por la transición gradual entre el leucogranito y las pegmatitas de tipo I.

La microestructura de las pegmatitas nos indica la existencia de un evento de cristalización primaria seguido de procesos de alteración y reemplazamiento de las unidades previamente formadas.

11.4.1. CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN

Las condiciones de presión y temperatura a las que se produjo la cristalización primaria habrían variado en función del grado de evolución de la pegmatita. Por un lado, existe una variación composicional entre los diferentes tipos de pegmatitas, produciéndose una evolución en la composición desde las pegmatitas de tipo I hasta las de tipo V, las primeras son muy pobres en elementos incompatibles, mientras que estos son muy abundantes en el tipo V o pegmatita de tipo espodumena. Los elementos incompatibles tienen una influencia muy importante en la temperatura de cristalización de las pegmatitas, bajando considerablemente el sólido (Burnham y Nekvasil, 1986). En el caso de las pegmatitas de tipo I, el sólido estaría próximo al de los granitos ricos en agua, alrededor de 650°C, mientras que en las pegmatitas más evolucionadas éste sería considerablemente más bajo.

El problema reside en calcular el alcance de esta reducción. Así, según los estudios de inclusiones fluidas Sirbescú y Nabelek (2003b) en el caso de pegmatitas muy ricas en Li, como

la de Tin Mountain en el sistema de Harney Peak, el sólido puede ser tan bajo como 350°C. Sin embargo, en otros casos se han deducido también a partir de estudios de inclusiones fluidas temperaturas de cristalización más elevadas para pegmatitas asimismo ricas en Li y otros elementos incompatibles, como las de Portugal, donde Dória et al. (1989) y Charoy y Noronha (1999) calcularon temperaturas de entre 475 y 530°C.

En el caso de las pegmatitas de espodumena de Giraúl hemos visto que los estudios de inclusiones fluidas indican que la cristalización de la espodumena de la tercera zona intermedia habría comenzado entre 460 y 500°C, lo que indicaría que las condiciones de cristalización de las primeras zonas intermedias deberían haber sido más elevadas.

En cuanto a la presión a la que se habrían formado estas pegmatitas también puede haber variado considerablemente desde las pegmatitas de tipo I hasta las de tipo V. La presencia de epidota primaria magmática en los granitoides precoces sugiere presiones elevadas, pero los leucogranitos pueden haberse emplazado más tarde en niveles algo más someros. En cambio, en la pegmatita de espodumena de tipo V, los datos obtenidos a partir del estudio de las inclusiones fluidas junto con el diagrama de estabilidad de los aluminosilicatos de litio (London y Burt, 1982) nos indican presiones no superiores a los 3.5 kbar.

En cuanto a la velocidad de cristalización de las pegmatitas, hay que tener en cuenta que para valorar este parámetro se ha de considerar por un lado sus dimensiones y estructura interna y por otro lado la composición. Algunas de las pegmatitas de Giraúl son de reducidas dimensiones y en ellas no se observa una estructura interna muy acusada, mientras que en las de mayores

dimensiones, por ejemplo la pegmatita de tipo IV "A", que tiene unos 100 m de diámetro, se diferencian hasta tres zonas intermedias. En las pegmatitas más pequeñas el enfriamiento habría sido más rápido, por lo que se habrían formado más rápidamente. La pegmatita de espodumena, a pesar de tener dimensiones relativamente grandes podría haberse formado rápidamente, ya que es muy rica en elementos incompatibles.

Una consecuencia de que el magma tenga altos contenidos en elementos incompatibles es precisamente reducir su viscosidad, con lo cual se favorece el transporte de los elementos y, por tanto, la nucleación y crecimiento cristalino (Dingwell et al., 1996; Veksler y Thomas, 2002).

Estas observaciones soportan las teorías actuales que indican que estas pegmatitas se forman en períodos de tiempo muy cortos, de pocos días según London (2005).

La presencia de intercrecimientos gráficos y minerales esqueléticos constituye otro argumento a favor de esta hipótesis (Webber et al., 1999). Como se recordará, tales crecimientos son muy comunes en las pegmatitas de Giraúl e involucran a la mayor parte de minerales (fosfatos de Li, turmalina, granate, moscovita, berilo, cuarzo), especialmente en las primeras zonas intermedias donde estas texturas son más abundantes.

Evidentemente, la cristalización rápida de minerales como turmalina y fosfatos de Li resta abruptamente despolimerizadores como P, Li, B al sistema, de modo que ello tiene todavía un efecto multiplicador en la cristalización de la pegmatita.

Este encadenamiento de procesos podría explicar los ciclos de cristalización que se han observado en las zonas intermedias de las pegmatitas de Giraúl, y de los cuales la zonación recurrente de la turmalina es un excelente registro.

En cualquier caso, estos pulsos de cristalización terminan sistemáticamente con una aportación de contaminación del encajante, lo que sugiere la actividad recurrente de fluidos hidrotermales, en lo que podrían ser ciclos de separación de fluidos.

11.4.2. EVOLUCIÓN DE LA CRISTALIZACIÓN

Durante el evento de cristalización primaria se produce una evolución interna por un proceso de cristalización fraccionada tal y como lo demuestran las variaciones en el quimismo de los diferentes minerales constituyentes, como los feldespatos, micas, turmalina. En efecto, existe en todos estos minerales un trend de fraccionamiento magmático que implica un enriquecimiento progresivo en elementos incompatibles; de este modo, los feldespatos y micas se enriquecen a medida que avanza la secuencia de cristalización en Rb y Cs.

Es significativo que en el campo de Giraúl, como en otros campos de elementos raros, estos minerales también fraccionan fósforo hacia su estructura mediante la sustitución berlinítica, lo que indica que durante los estadios de cristalización precoz de las pegmatitas un volumen realmente significativo de P es substraído del magma, entrando en las estructuras de los silicatos. Esta extracción de P se añade a la que supone la cristalización de los fosfatos de Li, por lo que por fuerza debe producirse una dramática subida de la curva solidus, lo que implica facilitar una cristalización rápida del magma. Como puede apreciarse, todos estos fenómenos, de por sí muy complejos, están ligados entre sí,

El fundido silicatado sobreenfriado comienza a cristalizar al disminuir las condiciones de P,T formando un frente de solidificación en los márgenes del cuerpo magmático, donde las superficies entre las distintas fases pueden facilitar nucleación cristalina (London, 2005). Cuando comienza el crecimiento cristalino en la pegmatita, los elementos incompatibles, como los fluidificantes, no entran en la estructura de los minerales que se están formando en estas primeras etapas, normalmente cuarzo y feldespatos, por lo que son enviados hacia la interfase de crecimiento cristalino de estos minerales, y se concentran a lo largo de los márgenes del frente de crecimiento cristalino para formar una capa de fundido rica en fluidificantes. Incluso si la concentración total

de los fluidificantes es baja, esta capa se puede formar si la difusión de los elementos incompatibles a través del fundido es lenta en relación al crecimiento cristalino. Debido a su aumento continuo en elementos incompatibles, la capa tendrá un solidus a baja temperatura, cristalizando más tarde.

Estos procesos se utilizan para justificar la zonación en las pegmatitas. Hacia el final de los estadios de crecimiento cristalino, estas capas constituirían el medio fluido dominante. Como estas capas tienen una composición muy diferente de la total del fundido, su cristalización producirá un cambio brusco en la química mineral, de asociaciones minerales ordinarias a minerales raros altamente evolucionados.

11.4.3. CONCENTRACIÓN SUBSOLIDUS DE ELEMENTOS RAROS.

Existe actualmente una fuerte controversia sobre el mecanismo de transporte de los elementos raros, y muy en particular, de Zr, Nb y Ta. La hipótesis actualmente más aceptada, a partir de algunos estudios todavía parciales, es que estos elementos no son móviles en sistemas hidrotermales, y que su concentración se produce exclusivamente durante los episodios magmáticos.

No obstante, un hecho que no podemos olvidar es que en muchas pegmatitas se reconocen cavidades geódicas, rellenas de cristales idiomórficos con todas las características de haberse producido por la actividad de fluidos en espacios abiertos. Entre los minerales que forman parte de las secuencias de cristalización en estas cavidades, que todos hemos visto en los museos, se encuentran muchos minerales de Ta. En particular, los minerales del grupo del pirocloro. Sin llegar a esta situación, en el caso de las pegmatitas más evolucionadas y ricas en Ta de Giraúl aparecen diversos reemplazamientos de columbita por fases más ricas en Ta. Estos reemplazamientos se producen en parte por difusión al estado sólido, pero también en parte como relleno de fracturas, en las que los cristales de microlita o pirocloro tienden a formar cristales

idiomórficos. La asociación mineral que se encuentra con este pirocloro sugiere que se ha formado en los estadios de cristalización más tardía de la pegmatita, en asociación con moscovita. Todo ello demuestra que estos elementos pueden ser transportados o, como mínimo, removilizados por estos fluidos hidrotermales tardíos.

La cuestión es conocer el tipo de fluidos que son capaces de transportar estos metales. La respuesta se encuentra en la composición de los minerales de formación tardía de la pegmatita. En particular, de los minerales de la serie montebrasita-ambligonita, de la moscovita y de la turmalina. Todos estos minerales se forman en varios estadios de la cristalización de la pegmatita, pero todos ellos tienen en común que en los primeros estadios (cristalización de las zonas intermedias) son pobres en F, mientras que los cristales que se han formado durante los procesos más tardíos (notablemente, las vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta) son muy ricos en F, indicando una elevada actividad de F en los fluidos más tardíos.

Por consiguiente, nuestros resultados apuntan a un enriquecimiento en F en los estadios de cristalización más tardíos, y que este enriquecimiento facilita el transporte del Ta; otros elementos altamente incompatibles de tipo HFSE como Sn, Sb, U, y en parte Pb y Bi están presentes en esta asociación. Estos elementos acostumbran a indicar un elevado grado de fraccionamiento (Èerný et al., 2004).

Por otra parte, en los estadios más tardíos se dan también fuertes concentraciones de Cs y Rb. Estos elementos se vienen enriqueciendo en los feldespatos y micas de forma progresiva durante la cristalización de las zonas intermedias, pero es en los estadios tardíos donde alcanzan concentraciones realmente elevadas. De hecho, como se recordará, la nanpingita (la mica de Cs equivalente a la moscovita) reemplaza a la moscovita al final de la secuencia de cristalización de las vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta. El reemplazamiento se produce siguiendo la exfoliación, en un proceso de pseudomorfismo típicamente producido por la actividad de fluidos hidrotermales.

Por consiguiente, en las pegmatitas más evolucionadas de Giraúl, a partir de un fluido hidrotermal rico en F se produce la cristalización de las vetas de cuarzo-moscovita (lepidolita/nanpingita)- elbaíta; a partir de este fluido, altamente fraccionado, precipita una asociación mineral altamente evolucionada, muy rica en

elementos altamente incompatibles, tanto de tipo HFSE (sobre todo, Sn, Ta) como LILE (sobre todo, Rb, Cs); estos fluidos, en desequilibrio con los minerales formados en las zonas intermedias, producen la removilización de la mineralización de elementos raros que encuentran en las zonas intermedias.

11.1. IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN DE ELEMENTOS RAROS

11.1 CRITERIOS Y TÉCNICAS DE EXPLORACIÓN DE LAS PEGMATITAS DE ELEMENTOS RAROS (Nb-Ta, Rb, Cs, Li) EN EL CAMPO DE GIRAÚL

11.1.1. Potencial metalogenético de los granitoides del campo de Girául: indicadores mineralógicos y geodinámicos

Un aspecto importante en la prospección de elementos raros vinculados a pegmatitas es si los granitoides parentales pueden ser utilizados de alguna manera como indicadores del potencial metalogenético del campo, una vez asumido que estos campos se forman por cristalización fraccionada de magmas graníticos evolucionados (Èerný y Meintzer, 1988; Èerný, 1989a,b; 1991). Este aspecto es, hoy en día, una herramienta clave en la exploración de pegmatitas.

Selway et al. (2005), en base a la experiencia de campo en muchos yacimientos pegmatíticos de Canadá y una extensa síntesis bibliográfica, han resumido las características que debería tener un granito fértil. Los granitos fértiles difieren de los estériles en diversos criterios mineralógicos, geoquímicos y texturales.

En principio, según estos autores cabe esperar que tengan dimensiones superiores a los 10 km². Deben ser a la vez silíceos (muy ricos en cuarzo) y peraluminicos ($Al/(Ca+Na+K) > 1$), por lo que entre sus minerales accesorios aparecerán minerales como granate, moscovita y turmalinas. No obstante, deberían ser también pobres en Mg, Fe y Ca, aunque pueden tener en cambio variables proporciones de K/Na (Èerný y Meintzer, 1988).

Por consiguiente, los granitos fértiles difieren de entrada de los estériles en el mayor contenido de biotita de éstos; de hecho, los fértiles casi nunca contienen este mineral. Por el contrario, en muchos casos, además, el carácter peraluminico de los granitos fértiles es mucho más acentuado, resultando en la presencia de minerales típicos de medios altamente peraluminicos como cordierita, andalucita, sillimanita, topacio, etc. Finalmente, en casos de granitos muy fértiles, mucho más evolucionados, pueden darse concentraciones importantes, e incluso de interés económico, de minerales de elementos raros (casiterita, minerales del grupo de la columbita, berilo, lepidolita, microlita, uraninita, etc.) directamente en los granitos fértiles que dan origen al campo pegmatítico. Evidentemente este no es en absoluto el caso de los leucogranitos que originan las pegmatitas del río Girául.

Otro aspecto mencionado por Selway et al. (2005) es que en la petrogénesis de estos granitos fértiles es preciso que exista un componente de anatexia de metapelitas, con el fin de que éstas aporten Li, Rb y Cs por una parte y Be por la otra, pues según estos autores están contenidos, respectivamente, en las micas y cordierita. Por consiguiente, una elevada tasa de fusión de metapelitas, en la que se produjera la fusión completa de las micas, produciría abundantes contenidos en estos elementos. Este aspecto es importante, puesto que para que se produzca un granito enriquecido debe existir una concentración importante de los elementos raros, desde los bajísimos contenidos de Clarke que se dan a nivel general en la corteza hasta los valores altos que se encuentran en los granitos

Tabla 11.1.1. Abundancia y promedios de los elementos raros en la corteza y en diferentes facies de granitoides fértiles típicos, comparado con los leucogranitos de Giraúl.

1-Promedio en la corteza continental superior (ppm)		2 -unidad interna del granito pegmatítico						3-Batolito de Separation Rapids		4- Batolito del campo de Giraúl	
		Leucogranito de grano fino		Leucogranito pegmatítico		Aplita sódica		Promedio (ppm)	Rango (ppm)	Promedio (ppm)	Rango (ppm)
Elementos	Corteza	Promedio (ppm)	Rango (ppm)	Promedio (ppm)	Rango (ppm)	Promedio (ppm)	Rango (ppm)	Promedio (ppm)	Rango (ppm)	Promedio (ppm)	Rango (ppm)
Be	3	4	<0,5-61	27	<0,5-604	6	1-34	6,2	3,3-25	2,29	1-4
Cs	3,7	8	<0,5-39	14	<0,5-51	16	<0,2-67	48	11,8-172	6,09	2,1-9,7
Ga	17	38	<10-81	20	<10-90	9	45-73	36	21-94	19,10	11,9-23,95
Li	20	81	1-1400	51,7	6-288	82	7-324	235	71-1,629	68,26	42,2-121,1
Nb	25	24	<1-81	18	<1-135	-	45-138	66	32-120	7,17	3,97-12,01
Rb	112	305	33-1050	473	32-5780	169	9-559	890	341-1240	153,36	140-191
Sn	5,5	9	<1-44	19	<1-12	13	2-25	62	10-652	1,46	0,8-2,5
Ta	2,2	4,5	2-8,5	2,7	0,5-8	-	3-435	19	6,6-29,7	1,10	0,5-2
K/Cs	7,63	11	794-78400	7,88	246-38500	3,02	166-14900	852	35-1,526	5847,42	3742-15095
K/Rb	252	159	42-418	165	13-576	85	24-332	34	0,5-51	153,36	189-275
Nb/Ta	11,4	5	0,1-11,9	1,71	0,1-7,17	-	0,32-0,62	4,5	0,9-6,9	6,51	6,00-7,69

Leyenda: 1 Datos según Taylor y McLennan (1985)

2 Unidad interna del granito fértil de la Provincia Superior de Canadá; datos de Černý y Meintzer (1988).

3 Granito parental fértil de las pegmatitas de Separation Rapids, Canadá; datos de Breaks y Tindle (2001); Selway et al. (2005).

4 Granito parental fértil de las pegmatitas del campo de Giraúl - Namibe, suroeste de Angola.

especializados (tabla 11.1.1). Además, estos granitos deben ser postectónicos, y estarán emplazados como tarditectónicos y, generalmente, en el límite entre la mesozona y la epizona; en el caso de granitos del Arcaico típicamente encajan en greenstone belts.

Los granitos del campo pegmatítico de Giraúl, como se indicó en la primera parte de esta memoria, muestran una secuencia muy variada en su composición, que va desde dioritas a leucogranitos moscovíticos. De todos ellos, los únicos granitoides que transicionan a pegmatitas son los leucogranitos, que gradan a pegmatitas simples, que eventualmente llevan mineralización débil de berilo (pegmatitas de tipo I).

Estos leucogranitos pueden ser identificados, por tanto, como los granitos parentales del campo pegmatítico; por otra parte, podemos considerar que cumplen la mayor parte de las características arriba enunciada para ser “fértil” según el criterio de Selway et al. (2005): son ricos en cuarzo, pobres en ferromagnesianos (pese a que puede haber biotita, se encuentra en proporciones muy bajas y además está casi siempre parcialmente reemplazada por moscovita), con minerales y gequímica total típica de medios peraluminicos (aunque sólo con moscovita, granate y turmalina); además, tienen una alta relación K/Na, y bajo contenido de Ca.

Por otra parte, pese a que no tienen contenidos de elementos raros, las pegmatitas emplazadas en los mismos sí los contienen, presentando una débil mineralización de Be.

Finalmente, aunque en los leucogranitos propiamente dichos no se observan texturas gráficas de grano grueso, estas rocas, como hemos visto, transicionan a facies pegmatíticas que sí las presentan. De hecho, las facies de leucogranitos pegmatíticos mencionadas por Èerný (1989a) son, en buena medida, equivalentes a nuestras pegmatitas de tipo I.

Además, los leucogranitos del río Giraúl ofrecen evidencias de procesos de contaminación crustal, a nivel mineralógico, geoquímico e isotópico, como se ha demostrado en los capítulos anteriores. En cambio, en la zona no afloran migmatitas y el grado metamórfico no es suficientemente

elevado para que se hayan generado, por lo que los granitoides y las pegmatitas deben haberse emplazado en un nivel estructural superior. Como se ha indicado, los leucogranitos se han emplazado tardíamente en relación con la esquistosidad y no se ven deformados. En cuanto a las pegmatitas, las inclusiones fluidas sugieren un ambiente epizonal.

Por consiguiente, los granitoides más evolucionados del campo de Giraúl pueden encajar en esta primera aproximación dentro de la categoría de granitoides potencialmente fértiles, si bien no en la categoría de los más fértiles.

11.1.2. Potencial metalogenético de los granitoides del campo de Giraúl: indicadores geoquímicos

Desde un punto de vista geoquímico los granitoides fértiles deben cumplir una serie de condiciones, que pueden ser críticas a la hora de determinar una campaña de exploración en el área.

De entrada, se considera que el granitoide se enriquece en elementos raros cuando presenta unos contenidos en estos elementos que sean, como mínimo, el triple del Clarke de estos elementos en la corteza. Èerný (1989a) enunció una serie de criterios geoquímicos que han sido aplicados con éxito en la exploración de pegmatitas en diversos campos de América del Norte (Selway et al., 2005).

En primer lugar, el propio contenido en valores absolutos (expresado en ppm) de los elementos raros puede ser un buen indicador, habiéndose precisado unos intervalos composicionales como indicador del potencial del granito en cuestión.

En nuestro caso, hemos establecido una comparación de las composiciones de los leucogranitos de Giraúl con las de los granitos fértiles de otros campos (tablas 11.1.1 y 11.1.2). Como puede apreciarse, la mayor parte de valores pueden quedar incluidos en estos intervalos composicionales, con algunas excepciones importantes.

Tabla 11.1.2. Contenido y rango de los elementos traza y sus relaciones en granitos fértiles (Černý y Meintzer, 1989a), comparado con sus correspondientes valores en los leucogranitos de Giraúl

1- Elementos traza (ppm) en granitos fértiles típicos (Černý y Meintzer, 1989 a).		Elementos traza (ppm) de leucogranitos de Giraúl	1-Relación de los elementos en granitos fértiles típicos (Černý y Meintzer, 1989 a).		2-Relación de los elementos de leucogranitos de Giraúl
Ti	<100 –4300	140?2020	K/Rb	42 –270	189,46 –275,41
Sr	<1 –445	61 ?324	K/Cs	1600 –1400	3742,27 –15095,24
Ba	6 –900	86 –2037	K/Ba	48 –18,20	17,82 –420,93
Zr	<1 –77	21,2 –148,2	Rb/Sr	1,6 ?185	0,47 –0,83
Li	1 – 3540	42,2 –121,1	Mg/Li	1,7 –50	14,18 –31,19
Be	1 – 604	1–4	Al/Ga	11180 –3100	3281–6498,32
Ga	19–90	11,9 –23,95	Zr/Hf	14 –64	12,47 –23,77
Rb	32 –5775	140–191,1			
Cs	3 –51	2,1 –9,7			
Y	3 –102	2,9 –6,2			
Sn	< 1 –112	0,8 –2,5			

Así, los contenidos de Cs en los leucogranitos de Giraúl no son suficientemente elevados para quedar dentro de la categoría. Este aspecto, por otra parte, ya ha sido mencionado para la evolución geoquímica de las pegmatitas, en donde, pese a existir localmente enriquecimientos en micas de cesio tardías (nanpingita) en conjunto del campo el contenido de Cs de las micas no es muy elevado.

La relación K/Ba tampoco parece ser la deseable, si bien este parámetro puede estar influido por el elevado contenido en K de los leucogranitos sieníticos.

Por otra parte, la relación Mg/Li en el granito parental se define como un parámetro crítico, aceptándose que valores inferiores a 30 indican un elevado grado de fraccionamiento, mientras que valores elevados son indicadores de granitos primitivos y estériles; si los valores son inferiores a 10 el propio granito es fértil.

Los granitos parentales del campo de Giraúl (leucomonzogranitos y leucogranitos

sieníticos) se encuentran en la parte suroeste del batolito granítico, y tienen una relación de Li/Mg inferior a 32 y acercándose al valor crítico de 10 (tabla 11.1.2). Por consiguiente, se trata de granitos altamente fraccionados, aunque no parecen llegar a la categoría de fértiles propiamente dicha.

Otros indicadores de fraccionamiento propuestos por los autores citados más arriba son las relaciones K/Rb, K/Cs y Nb/Ta. Cuanto más bajos sean estos valores (y, por tanto, mayor el contenido en elementos raros), mayor será el grado de fraccionamiento en el granito y, por tanto, en el campo.

De este modo, en la tabla 11.1.2 se pueden apreciar algunas de estas relaciones en granitoides fértiles canadienses en comparación con las de los leucogranitos de Giraúl. Como puede apreciarse, la relación de Nb/Ta es inferior a 8, diferenciándose significativamente de las proporciones que se dan a nivel crustal, pero quedando lejos de los valores para los granitoides más especializados de Canadá (tabla 11.1.1).

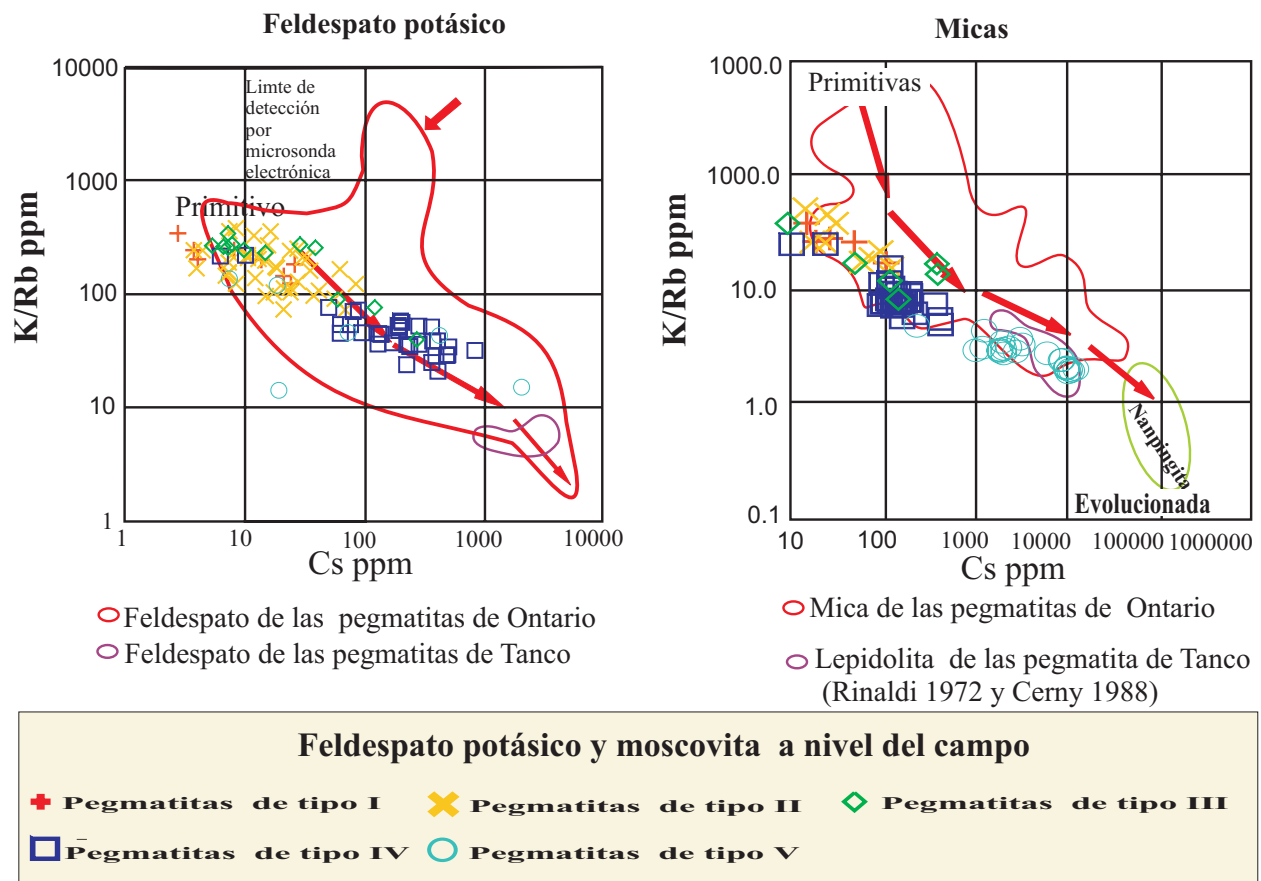


Figura 11.1.1. Variación de la composición química de la microclina de las pegmatitas de Giraúl comparado con la moscovita, en términos de sus contenidos de Rb y Cs. Se comparan estos contenidos con los de típicos campos evolucionados fértiles de Canadá (Selway et al., 2005).

En realidad, como ya hemos visto en los capítulos anteriores, en el conjunto del campo pegmatítico de Giraúl los valores de la proporción $Ta/(Ta+Mn)$ en los minerales del grupo de la columbita son más bien bajos, y los términos ricos en Ta, raros y dispersos; además, entre los minerales de formación tardía a menudo se forman minerales del subgrupo del pirocloro y raramente del de la microlita.

Como se puede ver, todos estos criterios geoquímicos sugiere que los granitos parentales de Giraúl, aunque son muy fraccionados y capaces de dar origen a un campo pegmatítico de elementos raros, no lo están suficientemente como para generar concentraciones altamente económicas en el campo pegmatítico ni, mucho menos, en el propio granito parental

11.1.3. Indicadores basados en la geoquímica mineral en las pegmatitas

Como se ha demostrado en los capítulos anteriores, la composición de diversos minerales es un buen criterio para reconocer el potencial metalogénico de un campo.

En primer lugar, el contenido en Rb y Cs en concentrados de feldespatos y micas es un buen criterio, puesto que en muchas pegmatitas se producen fuertes enriquecimientos en estos elementos en todas las zonas de la pegmatita, pero especialmente en las más tardías (figura 11.1.1).

Por tanto, aunque los minerales de elementos raros de una pegmatita se encuentren concentrados en una zona de la pegmatita que no llega a aflorar, se puede intuir esta posible presencia a partir de la

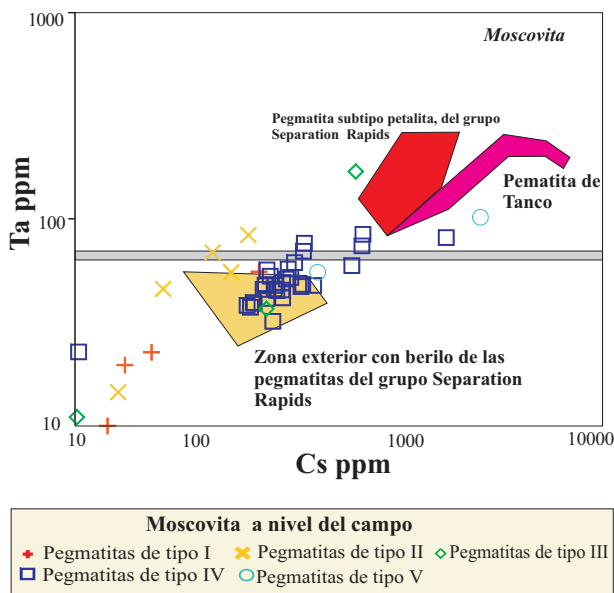


Figura 11.1.2. Contenido en Ta de los cristales de moscovita del campo pegmatítico de Giraúl, comparado con los contenidos típicos en los cristales de moscovita en campos pegmatíticos evolucionados de interés económico de Canada (Selway et al., 2005).

geoquímica de estos minerales mayoritarios. Lo mismo puede decirse de otros minerales que, por su tendencia a resistir los embates de la meteorización, pueden también ser aprovechados para obtener análisis de química mineral, como los minerales del grupo de la turmalina.

Así pues, la geoquímica de los elementos incompatibles en feldespatos, micas, granates, y óxidos de Nb-Ta, en granitos fértiles y pegmatitas de elementos raros constituyen una herramienta clave para la exploración de elementos raros de interés económico en pegmatitas graníticas.

Como se recordará, en los apartados anteriores ya hemos demostrado que el contenido de Rb y Cs en cristales de feldespato potásico y de moscovita incrementan con la evolución del fundido pegmatítico (Figura 11.1.1).

Debe tenerse en cuenta, como se ve en este gráfico, que el contenido de Rb y Cs en los cristales de moscovita es más alto que en los feldespatos, cosa que podría sugerir a primer golpe de vista que estos elementos se

fraccionan hacia la moscovita durante el curso del proceso de cristalización. No es así en realidad, puesto que los cristales de feldespato potásico y de moscovita formados en las mismas zonas y en los mismos estadios de cristalización tienden a presentar contenidos comparables de estos elementos raros.

Ahora bien, durante los estadios más tardíos de la cristalización de las pegmatitas no cristaliza feldespato, y es precisamente entonces cuando los fluidos residuales están más enriquecidos en elementos raros. La ausencia de feldespatos puede ser debida probablemente a la acidez de los fluidos, ricos en F y volátiles.

En cambio, sí cristaliza moscovita en estos estadios, que queda libre para concentrar fuertemente todos estos elementos. En conclusión, para la exploración de elementos raros, al menos en las primeras etapas de dicha exploración, en las pegmatitas debe muestrearse la moscovita preferentemente en las zonas formadas más tardíamente, típicamente en vetas, a fin de ubicar los valores más altos del campo y ver de este modo si las pegmatitas estarán suficientemente evolucionadas como para poder dar una mineralización de interés económico de elementos raros.

Asimismo, se vio en los apartados anteriores que los cristales de moscovita pueden estar zonados, registrándose los contenidos más altos de Rb y Cs en las partes externas. Por consiguiente, debe ubicarse estos posibles enriquecimientos con microscopía óptica en nícoles cruzados o, mejor, en microscopio electrónico de barrido, con imagen en modo de electrones retrodispersados.

Por otro lado, hay que destacar un criterio de tipo empírico muy importante para estudiar en la moscovita durante la exploración. Se ha observado en los campos pegmatíticos de Canadá que cuando se registran en este mineral cantidades de Ta superiores a 65 ppm esto viene acompañado con la presencia de minerales de Nb-Ta en estas pegmatitas, según Selway et al. (2005).

De esta manera, en la tabla 11.1.1 y la figura 11.1.2 se comparan los contenidos de Ta en la mica de Giraúl con los de diversos

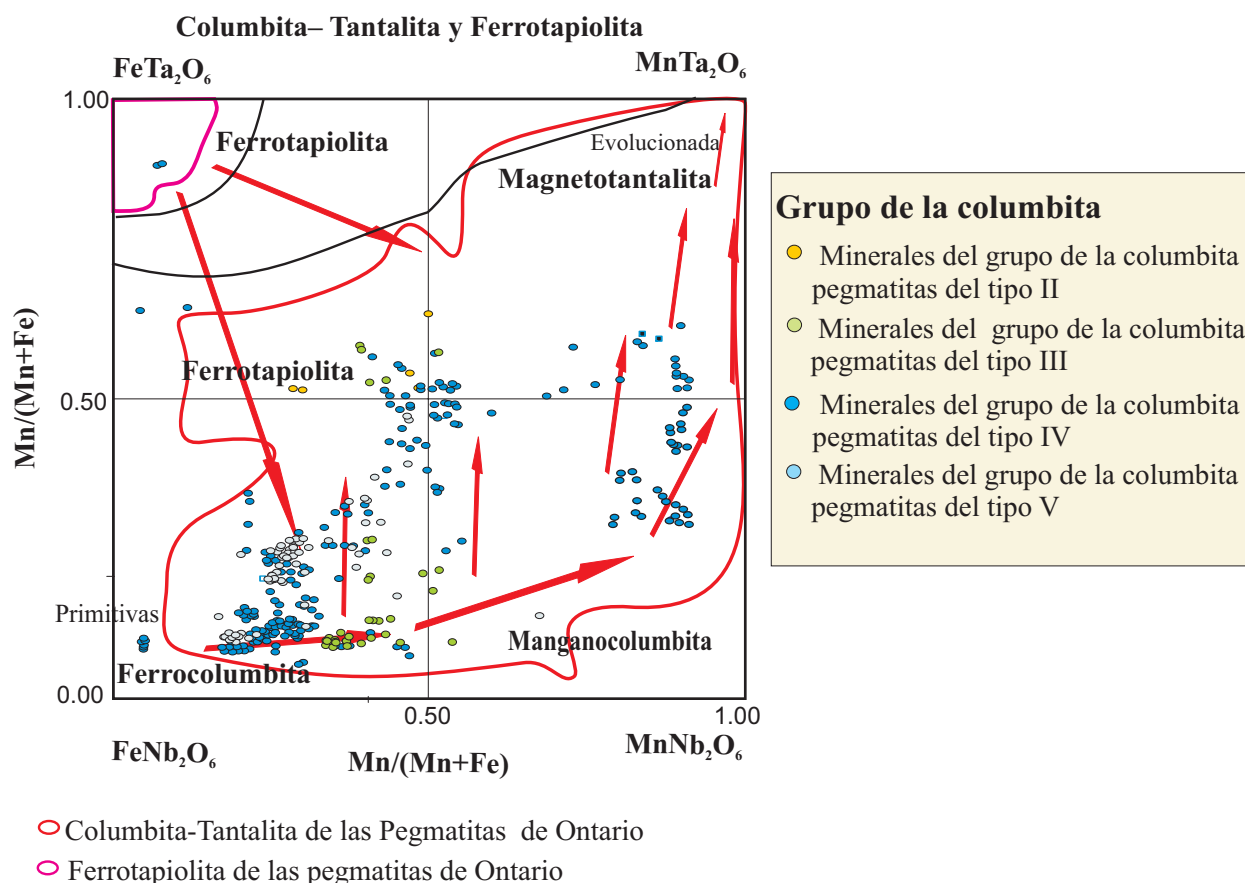


Figura 11.1.3. Contenido en Ta de los minerales del grupo de la columbita en el campo de Giraúl, comparado con los contenidos típicos en campos evolucionados fértiles de Canadá (línea roja) (Selway et al., 2005).

campos fértiles. Como puede apreciarse, sólo algunos pocos valores de las pegmatitas de tipo III, IV y V son indicadores de la presencia de Ta en la roca. Este criterio es absolutamente válido, pues como se recordará es en estas pegmatitas donde se dan concentraciones de estos minerales, discernibles incluso a simple vista. De todos modos, probablemente sea más seguro analizar este contenido con LA-ICP-MS sobre lámina delgada o probeta pulida, puesto que como se ha visto en los capítulos anteriores, a veces los cristales de moscovita pueden tener inclusiones diminutas de tantalita, que pueden estar colocadas en finas fracturas o superficies de exfoliación. Es importante asegurarse de que no exista contaminación por parte de este tipo de inclusiones

El contenido en Ta de los minerales del grupo de la columbita, por otra parte, no es

nunca fuertemente elevado, si bien en cambio el contenido en Mn si puede ser típico de medios bastante fraccionados. Así, en el gráfico de la figura 11.1.3 puede apreciarse, en la línea de lo ya expuesto en los apartados anteriores, que el contenido en Ta no es suficientemente elevado.

Por consiguiente, a la hora de evaluar el contenido de elementos raros del campo pegmatítico, este criterio es importante, pero debemos asegurarnos de incluir los análisis de los minerales del grupo de la columbita más ricos en Ta. Estos términos pueden localizarse con ayuda de la imagen de electrones retrodispersados en el microscopio electrónico de barrido, pues proporcionan tonos más brillantes; deben examinarse, sobre todo, las unidades más tardías, en particular, las vetas albiticas, las zonas albitizadas de las zonas intermedias y las vetas de albititas.

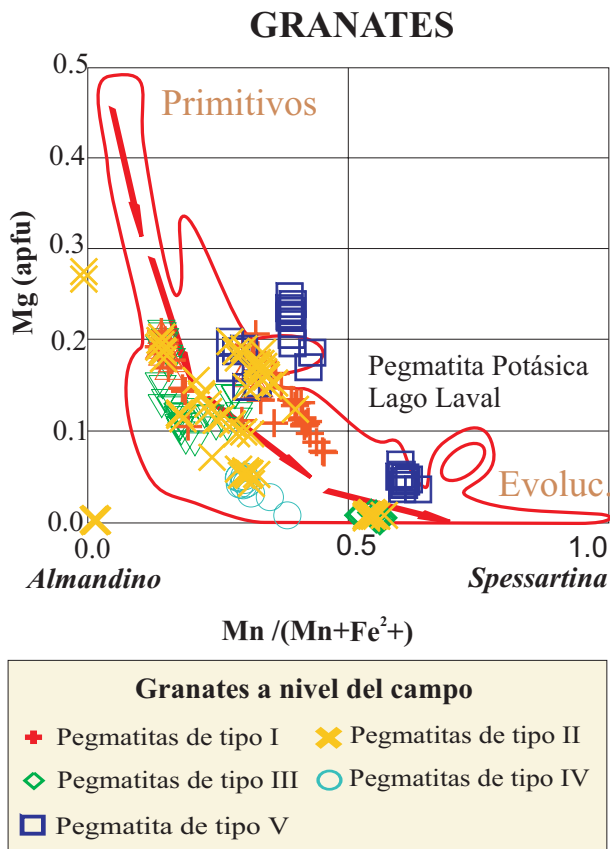


Figura 11.1.4. Grado de diferenciación de los minerales del grupo del granate pegmatítico en el campo de Giraúl, comparado con los contenidos típicos en campos pegmatíticos evolucionados fértiles de Canadá (línea roja) (Selway et al., 2005).

Del mismo modo, el contenido de Mn en los minerales del grupo de los granates incrementa con el grado de evolución de la pegmatita, si bien las pegmatitas más evolucionadas no presentan ya minerales de este grupo.

El contenido de Mn en los granates de Giraúl, no obstante, queda lejos de las composiciones más fraccionadas, típicas de magmas más evolucionados (figura 11.1.1a), como los que se dan en los campos pegmatíticos de Canadá, según Selway et al. (2005). A la hora de evaluar la composición de los granates, es importante tener en cuenta el zonado de sus cristales que, como hemos visto, a veces sólo se aprecia correctamente en el microscopio electrónico, con imagen de electrones retrodispersados.

De todos modos, en el campo de Giraúl el granate cristaliza principalmente en los estadios más precoces, de ahí que no se den contenidos muy elevados en elementos raros. Sería interesante poder disponer de análisis químicos mediante microsonda electrónica de cristales de granate procedentes de las zonas albíticas, puesto que probablemente serían mucho más evolucionados (ricos en Mn y pobres en Mg).

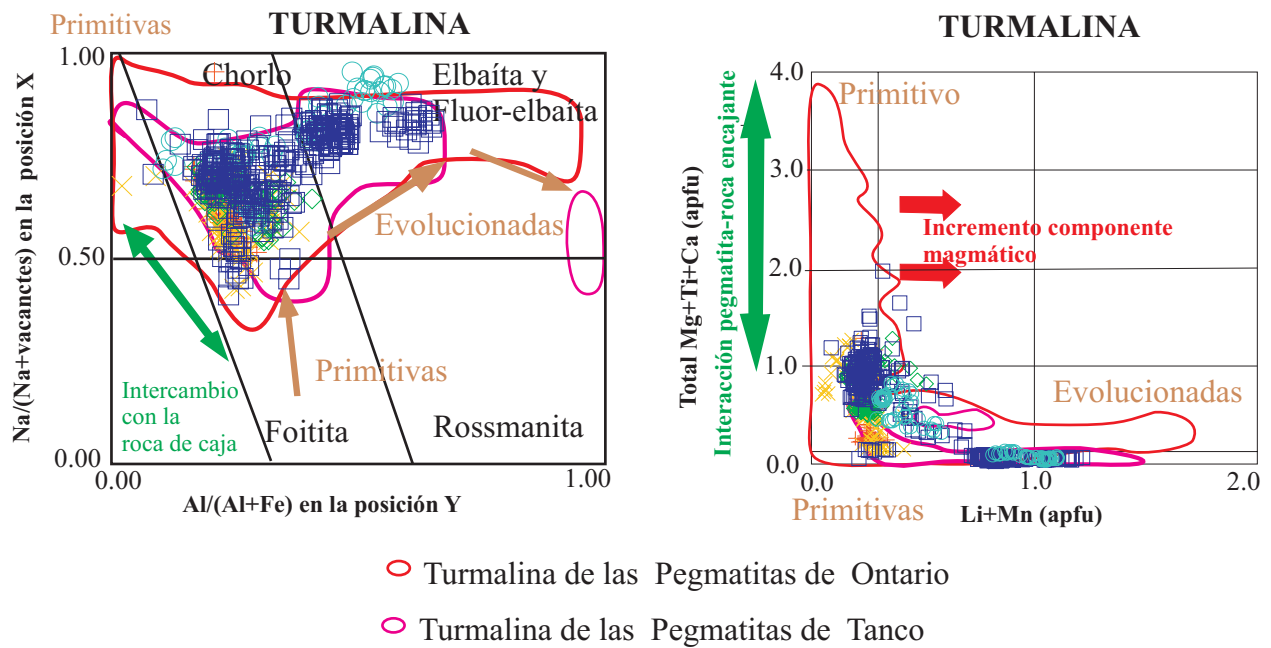
En cuanto a la turmalina, se trata de un mineral potencialmente muy útil, puesto que aparece en todos los tipos de pegmatitas y aparece tanto en los estadios más precoces como en los más avanzados de la cristalización de las pegmatitas del campo.

Ya se ha establecido en capítulos anteriores que en el campo pegmatítico de Giraúl este grupo de minerales presenta dos tipos de trend, un trend de enriquecimiento por fraccionamiento magmático (que conlleva enriquecimiento en Li, Al y Mn), y otro más o menos superpuesto al anterior, que es producido por la reacción de la pegmatita con la roca encajante, y que implica enriquecimiento en Mg, Ti y Ca, con empobrecimiento simultáneo en Al.

El trend de contaminación por el encajante en realidad enmascara el trend de fraccionamiento, por lo que es necesario evitar las zonas de los cristales de turmalina más afectadas por este proceso, que casi siempre son las zonas periféricas de colores verdosos de los bordes.

En cambio, las turmalinas más significativas son las que se encuentran en los núcleos de los cristales; a efectos de localizar los cristales más evolucionados, cabe recordar que la turmalina coloreada es casi siempre incolora en lámina delgada, y que aparece en los estadios más tardíos de la cristalización de las pegmatitas más evolucionadas, casi siempre en las vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta; por lo general, este mineral reemplaza a otros minerales primarios ricos en Li, como fosfatos primarios o espodúmena.

De este modo, cuando se analiza la composición de los cristales de turmalina del campo de Giraúl, como ya se comentó en su momento, se obtienen trends de



Turmalina a nivel del campo

- | | | |
|--------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| + Pegmatitas de tipo I | × Pegmatitas de tipo II | ◇ Pegmatitas de tipo III |
| □ Pegmatitas de tipo IV | ○ Pegmatita de tipo V | |

Figura 11.1.5. Grado de diferenciación de los minerales del grupo de la turmalina en el campo de Giraúl, comparado con los contenidos típicos en campos evolucionados fértiles de Canada (línea roja) (Selway et al., 2005).

enriquecimiento en Al y Li desde las pegmatitas de tipo I y II hasta las pegmatitas más evolucionadas de tipos IV y V, que conducen a la composición de la turmalina a invadir el campo de la elbaíta (figura 11.1.5), si bien nunca en el dominio de la elbaíta más pura o hacia la rossmanita. Recordemos que los enriquecimientos fuertes, no obstante, se dan sólo en las zonas más tardías y que, por lo tanto, son éstas las unidades que deberán ser muestreadas preferentemente cuando se busque establecer el grado de diferenciación del campo pegmatítico.

El contenido en F de la turmalina aumenta también en el mismo sentido, y puede ser otro criterio adecuado..

Además, el contenido en Mn de la elbaíta nunca es elevado, como ya puede esperarse por las coloraciones verdosas de los cristales y porque hasta el momento ninguna coloración rosada ha podido encontrarse.

Por la misma razón, en el campo pegmatítico de Giraúl no cabe esperar el hallazgo de turmalinas polícromas o de coloraciones que permitan a la turmalina entrar en la categoría de gemas.

11.1.4 DISEÑO DE FUTURAS CAMPAÑAS DE EXPLORACIÓN EN EL PRECÁMBRICO DE ANGOLA

Fase estratégica preliminar

Se debe evaluar en primer lugar la distribución de los cuerpos pegmatíticos, a ser posible en imagen satélite o en fotografía aérea, especialmente en su relación con los granitoides.

En segundo lugar, como ya se ha visto, en primer lugar debe establecerse el carácter fértil o estéril de los granitos parentales. Este

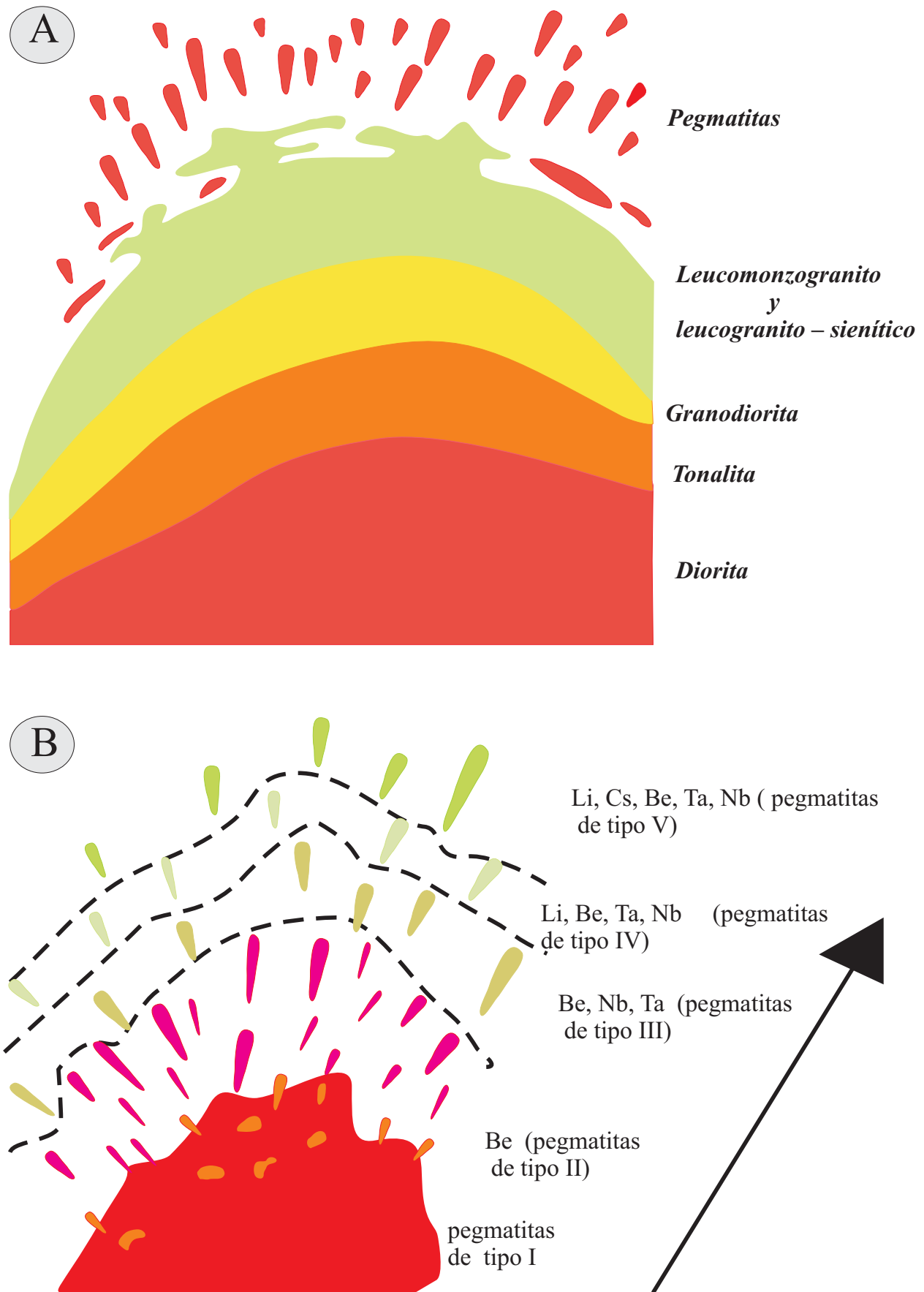


Figura 11.1.6. Zonación en el campo pegmatítico de Giraúl. A) Relación de las pegmatitas con la diferenciación de los granitoides. B) Distribución zonal ideal del campo pegmatítico. Basado en los esquemas de Èerný (1982; 1989a).

apartado ya conlleva un episodio de campo seguido de laboratorio. Este trabajo de laboratorio podrá ser realizado fácilmente en la misma Angola analizando mediante XRF los elementos químicos indicadores del grado de evolución y del carácter fértil/estéril del granito. El equipo de XRF está disponible desde 2005 en la Universidade Agostinho Neto de Luanda.

El tercer aspecto importante es la zonación del campo en relación con los granitoides. Puesto que las pegmatitas de elementos raros son más ricas en P, Li, Na, F, estas pegmatitas ricas en volátiles y despolimerizadores del magma verán reducida su temperatura solidus, pudiendo estar fundidas a temperaturas más bajas y migrar a zonas más alejadas de los granitos fértiles parentales (figura 11.1.6).

Por consiguiente, en un campo como el de Giraúl, cabe esperar que el contenido de elementos raros aumente a medida que nos alejamos del granito parental, como también aumentará la complejidad de la pegmatita puesto que al ser el magma más rico en volátiles serán más comunes los procesos subsolidus. De este modo, en el campo de Giraúl, las pegmatitas más interesantes están situadas a gran distancia (varios kilómetros) del posible granito parental.

Así pues, una vez establecido para un granito el carácter de fértil, deben buscarse preferentemente las pegmatitas lo más alejadas posible del leucogranito, si bien hay que tener en cuenta que, como en el caso de Giraúl, pueden darse alteraciones a la zonación primaria de los campos pegmatíticos debido a basculamiento o compartimentación del campo por efecto de fallas posteriores al mismo. Evidentemente, en este caso es importante disponer de un buen estudio tectónico para prever este problema.

De este modo, esta etapa de exploración, realizable a bajo coste y tiempo, debe posibilitar discriminar los campos pegmatíticos con mayor potencial.

Fase estratégica avanzada

En este estadio, la propia mineralogía de la pegmatita es evidentemente un buen indicador. Naturalmente, la presencia de espodumena u otros minerales de Li, o la propia aparición de minerales de Ta, es el mejor indicador. Entre otros, los fosfatos son minerales importantes, puesto que su presencia indica una extracción de P y volátiles del magma, de manera que se favorece la precipitación simultánea de Ta. Por consiguiente, la presencia de fosfatos es un buen criterio indirecto de la presencia de Ta.

No obstante, la inexistencia en un afloramiento de minerales de elementos raros no quiere decir forzosamente que la pegmatita deba ser estéril. Como hemos visto, el grado de mineralización es heterogéneo en las pegmatitas, de manera que hay zonas muy ricas en elementos raros y otras más pobres. No pocas veces la mineralización se concentra en las unidades formadas en los estadios más tardíos. Por tanto, hay que tratar de encontrar los minerales en estas unidades. Cuando esto no sea posible, antes de descartar la pegmatita vale la pena efectuar un estudio geoquímico.

Así pues, en las pegmatitas seleccionadas, puede efectuarse un muestreo de los minerales que hemos visto que son mejores indicadores. Si bien algunos minerales son excelentes, como el circón, su rareza los hace poco útiles. En cambio, cuando sea posible disponer de muestra fresca, las relaciones geoquímicas definidas en feldespatos potásico y moscovita son de gran valor para establecer el grado de evolución de la pegmatita.

Las turmalinas son también interesantes, pero deben analizarse cuidadosamente, seleccionando exclusivamente las partes centrales y olvidándose de los bordes en los cristales zonados, puesto que en éstos el trend evolutivo magmático está siempre enmascarado por procesos de contaminación por la roca encajante.

11.2. IMPLICACIONES EN LA EXPLOTACIÓN DE RECURSOS

11.2.1 MINERALES DE INTERÉS GEMOLÓGICO

En el campo pegmatítico de Giraúl hay dos tipos de material que potencialmente pueden tener interés gemológico: la turmalina y el cuarzo rosa. La turmalina de Giraúl llega a presentar un color verde y es transluciente. De todas formas, el crecimiento de los cristales está confinado a vetas tardías, especialmente encajadas dentro de otros minerales de Li a los que reemplaza, como es el caso de los fosfatos o de la espodumena. El crecimiento de los cristales en estas vetas muchas veces es en forma de cristales con crecimientos paralelos, de hábito casi acicular. Ello dificulta el poder disponer de secciones con diámetro suficiente para ser talladas. De todos modos, el problema más grave es la poca translucencia, debido al elevado componente de molécula de chorlo en la estructura. Como se ha apuntado anteriormente, el grado de evolución del campo no parece suficiente para que aparezcan turmalinas policromas, especialmente teniendo en cuenta la baja proporción de Mn y la nula presencia de Cu.

En cuanto al cuarzo, hay a menos dos diques que tienen cuarzo rosa de buena calidad, y que admitirían una explotación. Este mineral es sujeto

de explotación en varios países para la manufacturación de material ornamental, tanto a nivel artesanal o por parte de pequeñas empresas. En Alto de Feio (Brasil) se explota actualmente una pegmatita de características afines a las de tipo I de Giraúl. Se trata de cuerpos de anchura decamétrica a hectométrica, con núcleos de cuarzo de dimensiones entre métricas y decamétricas. El cuarzo es extraído en forma de bloques, que posteriormente son utilizados para la confección de objetos de adorno, que tienen una amplia difusión internacional. En el caso de Giraúl, el problema que acaso puede existir es el carácter irregular de la coloración rosada. Por lo demás, puede considerarse un recurso interesante.

11.2.2. FELDESPATOS

Como es bien sabido, actualmente los minerales industriales pueden tener una importancia económica superior a la de las clásicas menas. Entre los minerales industriales que se encuentran en el campo, los más susceptibles de tener aplicaciones son la microclina y la albita. Recordemos que en la cantera A hay un afloramiento enorme de microclina blanca de alta pureza, y que en las

Potásicos (K/Na>3)	Sódicos (K/Na<1/3)		Mixtos (3>K/Na>1/3)	Otros
(FK)	(F-Na)	(F-Na)+Q	F -(K+Na)	feldespatos + Li
K ₂ O ≈9%	SiO ₂ ≈68%, Na ₂ O>7%	SiO ₂ ≈71%, Na ₂ O ≈7%	K ₂ O = 4 - 6,5%, K ₂ O/Na ₂ O = 1 - 2	
Vidrio Cerámica: fritas y esmaltes	Pastas cerámicas blancas		Cerámica: pasta blanca y porcelana fina	Cerámica y aditivos
	Pavimentos y revestimientos	Porcelana sanitaria		

Tabla 11.2.1. Algunos de los usos más importantes de los feldespatos, y algunos de los requerimientos para valorar su calidad (IGME, 2005).

Tabla 11.2.2. Límites composicionales de las materias primas feldespáticas

Características de composición Calidad	Industria electrocerámica			Porcelana fina						Feldespatos de Giraúl (mina A), 3ª zona intermedia	
	Feldespato			Cuarzo-Feldespato			Feldespato				
	S	1	2	S	1	2	S	1	S		1
% Fe ₂ O ₃ no más de	0,15	0,20	0,30	0,15	0,20	0,30	0,15	0,20	0,15	0,20	0,05
(Na ₂ O+K ₂ O) no menos de %	13	12	11	8	8	8	8	8	13	12	15,93
(CaO+MgO) no más de %	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	2,0	2,0	1,5	1,5	0,08
Razon gravimétrica (K ₂ O/Na ₂ O), no menor de %	4,0	3,5	3,0	4,0	3,5	3,0	2,0	2,0	2,0	2,0	6,8
(MnO+Cr ₂ O ₃) no más de %	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sustancias extrañas (moscovita, lepidolita,...) en % no más de	1,20	1,20	1,20	1,20	1,20	1,20	1,00	1,00	1,00	1,00	-
Indice de calidad:	S .Superior			1 . Primera			2 . Segunda				

Especificaciones necesarias para materias primas feldespáticas que se precisen para usos de electrocerámica y porcelana; comparación con los feldespatos de la mina A del campo de Giraúl.

escombreras de la mina hay miles de toneladas de feldespato extraído de la tercera zona intermedia, formando pilas de material ya extraído, triturado y en parte clasificado. Como se explicó en su momento, la tercera zona intermedia de la pegmatita está constituida muy mayoritariamente por feldespato potásico pertítico. Las únicas impurezas posibles son pequeñas vetas de cuarzo-moscovita-elbaíta, o vetas de albita que no constituyen un problema.

Desde el punto de vista de sus aplicaciones industriales, los feldespatos se diferencian composicionalmente en feldespatos potásicos, sódicos y mixtos (Tabla 11.2.1).

Los feldespatos potásicos (K₂O > 9%) tienen una temperatura de fusión entre 1250 y 1280° C, y se utilizan esencialmente en la industria del vidrio y del esmalte. Como puede verse, los feldespatos de la tercera zona

intermedia de las pegmatitas de tipo IV pueden incluirse en esta categoría.

Los feldespatos sódicos (Na₂O > 7%) funden a menor temperatura (1130° C), y se utilizan en la obtención de pastas blancas para la industria cerámica.

Los feldespatos alcalinos denominados mixtos (K₂O de 4 a 6.5 %) se utilizan también en la industria cerámica.

En cambio, las plagioclasas cálcicas no tienen usos industriales, y sólo se usan algunas variedades gemológicas (Castle y Gillson, 1960). Los feldespatos son minerales clave en la industria de la cerámica y del vidrio (tabla 11.2.1), por lo que el feldespato de buena calidad tiene mucha demanda y puede alcanzar buenos precios. En la actualidad, algunas de las empresas productoras en España ven disminuir sus reservas, y barajan la posibilidad de importar material de países distantes. La

Tabla 11.2.3. Características de las materias primas feldespáticas para la fabricación de diversos tipos de vidrio

Características de la composición química del material	Vidrio para electrovacío	Vidrio plano	Recipientes y diferentes tipos de objeto de vidrio incoloro	Fibras de vidrio y recipientes de color	Feldespato de Giraúl (mina A) 3ª zona intermedia
% en SiO ₂ no más de	65		Sin normalizar		63,46
% de cuarzo incluido no más de	8		Sin normalizar		4
% en Al ₂ O ₃ no menos de	20	14	14	14	21,56
%(K ₂ O+Na ₂ O) no menos de	12	7,5	7,5	7,5	15,93
%CaO no más de	0,6		Sin normalizar		0,25
%Fe ₂ O ₃ no más de	0,07	0,2	0,3	Sin normalizar	0,05

Especificaciones necesarias para materias primas feldespáticas que se precisen para usos de en la fabricación de diversos tipos de vidrio; comparación con los feldespatos de la mina A del campo de Giraúl.

industria cerámica (porcelana) es la principal consumidora de feldespatos, seguida de la industria del vidrio. En cantidades menores, los feldespatos también son utilizados por la industria química en la elaboración de plásticos, caucho, pinturas y abrasivos. En España, la industria cerámica representa el 64 % del consumo total de feldespatos, mientras que el sector del vidrio se queda con cerca del 32 % restante.

En la industria cerámica, los feldespatos, mezclados con caolín y cuarzo, son ampliamente utilizados en la obtención de pastas blancas para la fabricación de porcelanas (tabla 11.2.2). Como se aprecia en esta tabla, los feldespatos de la pegmatita IV A de Giraúl cumplen perfectamente con estas especificaciones y pueden ser útiles para los fines indicados en la tabla. También se emplean en estado fundido para esmaltes y vidriados

que confieren una superficie lisa e impermeable a diversos objetos y piezas de cerámica (p.ej. sanitarios, ornamentos, etc.).

En la industria del vidrio los feldespatos rebajan la temperatura de fusión y aumentan la tenacidad y durabilidad del producto, a la vez que retardan su desvitrificación (Castle y Gillson, 1960). También son de gran importancia como fuente de alúmina, potasio y sodio para vidrios (Jensen y Bateman, 1981). Las especificaciones del feldespato para vidrio son diferentes de las que se requieren para porcelana (tabla 11.2.3). En esta misma tabla puede apreciarse que los feldespatos de las pegmatitas de Giraúl cumplen holgadamente estos requisitos. La proporción de cuarzo puede ser muy variable, pero en esta unidad es baja. Por consiguiente, puede que el feldespato de estas unidades intermedias sea accesible a una explotación directa sin

necesidad de lavado o reconcentración. No obstante, cabe tener en cuenta que la industria del vidrio utiliza preferentemente sienita nefelínica debido a su contenido superior en alúmina y a su temperatura de fusión más baja. Este material también tiende a desplazar a los feldespatos en la industria cerámica (Jensen y Bateman, 1981).

Así pues, los feldespatos más consumidos por la industria cerámica son los alcalinos (feldespato potásico y sódico). En la actualidad la industria cerámica constituye el principal consumidor de materia prima feldespática, lo que le proporciona una gran demanda en el mercado, ya que es aplicable en varias ramas. La mayor parte de la producción de feldespatos los consumen la industria cerámica, la del vidrio y las industrias de fabricación de pinturas y plásticos.

11.2.3. TANTALO

Como se ha indicado anteriormente, la proporción de columbita en las pegmatitas es casi siempre baja, y la mayor parte de los

cristales acostumbra a estar constituida por términos ricos en Nb; cuando se produce reemplazamientos por fases más ricas en Ta, éstas están poco desarrolladas y, además, tampoco son extremadamente ricas en Ta, pues los términos más ricas en Ta del campo sólo levemente llegan a entrar en el campo de la manganotantalita. Además, los intercrecimientos de grano muy fino de estos minerales con la columbita o con otros minerales dificultan el proceso metalúrgico.

Por consiguiente, la ley de tántalo es baja, y las concentraciones de Nb no justifican ni mucho menos una explotación. Es difícil, por tanto, pensar en una explotación de tántalo, incluso con el precio altísimo del mineral. No obstante, se podría pensar en una explotación del mineral como subproducto de la explotación de feldespatos. Puesto que la presencia de minerales opacos ricos en Fe es un penalizante para la extracción del feldespato, la purificación del mismo requiere en algunos casos la extracción de los ferromagnesianos, y entre ellos estos minerales. Por tanto, una explotación bien diseñada puede resolver el problema de la poca abundancia de Ta.

12. CONCLUSIONES

1. El campo pegmatítico de Giraúl se ha producido por fraccionamiento magmático a partir de una suite intrusiva calcoalcalina tipo I generada en un ambiente geodinámico de arco de islas volcánicas, comprendiendo desde cuerpos ultrabásicos a leucogranitos, éstos con un acusado componente peraluminico producido por asimilación crustal.
2. El campo pegmatítico de Giraúl y los intrusivos con los que está vinculado se asocian con los procesos de granitización regional de Angola, de edad Eburneana tardía, y su emplazamiento se produce posteriormente a las principales fases de plegamiento y metamorfismo de este ciclo.
3. Las pegmatitas son de la categoría LCT, de la clase de elementos raros y se distribuyen concéntricamente desde los intrusivos leucocráticos; esta zonación viene determinada por el contenido en F, Li y Na de las pegmatitas, situándose las más ricas en estos componentes en posición más distal respecto de los leucogranitos parentales.
4. Este fraccionamiento determina la aparición de 5 tipos de pegmatitas fácilmente identificables en el campo en función de criterios mineralógicos y de estructura interna: tipo I (el único intrabatólítico, de estructura concéntrica simple con dos zonas intermedias y un núcleo de cuarzo, a veces rosado; mineralogía similar a la del leucogranito al que grada; son estériles en elementos raros, con sólo ligera mineralización de berilo); tipo II (de estructura concéntrica simple, presentando además de las zonas anteriores zonas de pared y de borde; mineralogía simple, con escaso berilo y algo de columbita); tipo III (tiene además una tercera zona intermedia con cristales grandes de microclina, y mineralización de columbita); tipo IV (típicas pegmatitas del subtipo de berilo-columbita-fosfato, con dos zonas intermedias precoces muy ricas en fosfatos de la secuencia trifilita-ferrisicklerita-heterosita, y una tercera zona intermedia con microclina muy pura; existen zonas de reemplazamiento tardías albiticas y vetas de cuarzo con micas litínicas y elbaíta); tipo V (pegmatitas con espodumena abundante en la tercera zona intermedia, sin fosfatos de la secuencia de la trifilita).
5. La estructuración interna de las pegmatitas se produce en una serie de pulsos de carácter cíclico que determinan la formación de las zonas intermedias; al final de cada pulso hay un episodio marcado por la interacción de fluidos hidrotermales exsueles con el encajante.
6. La cristalización de las zonas intermedias se produce en condiciones de sobreenfriamiento que determinan la aparición generalizada de texturas esqueléticas en la mayoría de los minerales accesorios, muy particularmente en los fosfatos, las turmalinas, berilo y micas.
7. La cristalización de la espodumena de las terceras zonas intermedias en pegmatitas del tipo V se produce a unos 400 °C y unos 3,5 kbar, y la de la ambligonita-montebbrasita asociada a una temperatura y presión ligeramente más baja; estas temperaturas magmáticas tan bajas son debidas a que la cristalización se produce a partir de un magma muy enriquecido en Li, P, Na.
8. La distribución de los elementos raros típicos de las pegmatitas LCT (Ta, Rb, Cs, Li) está influenciada por el fraccionamiento magmático, situándose las pegmatitas más ricas a mayor distancia de los intrusivos; no obstante, en el

- curso de la cristalización de un cuerpo pegmatítico dado los elementos raros tienden, además, a fraccionarse hacia los últimos fluidos, por lo que se concentran en las unidades más tardías, que pueden tener una distribución muy irregular en la pegmatita.
9. Los estadios hidrotermales tardíos se forman en condiciones de alta actividad de F, que favorece el transporte de elementos raros LCT,
 10. Los leucogranitos parentales no son extremadamente ricos en elementos raros, por lo que las pegmatitas no tienen tampoco un elevado grado de evolución, son pobres en Ta y Cs y el campo es poco productivo.
 11. El potencial económico del campo se concentra, por consiguiente, en los minerales industriales de alta pureza, como la microclina de las terceras zonas intermedias, aunque los minerales de elementos raros podrían ser obtenidos como subproducto. Además, el cuarzo rosa de los núcleos de las pegmatitas de tipo I tiene potencial gemológico.

13. REFERENCIAS

- ACKERMAN, L., ZACHARIÁS, PUDILOVÁ, M. (2007): P-T AND FLUID EVOLUTION OF BARREN AND LITHIUM PEGMATITES FROM VLASTOJEVICE, BOHEMIAN MASSIF, CZECH REPUBLIC. *INT. J. EARTH SCI. (GEOL. RUNDSCH.)*. 96, EN PRENSA.
- ALFONSO, P. (1995): Aproximación a la petrogénesis de las pegmatitas del Cap de Creus. Tesis doctoral. Inédita. 388 p.
- ALFONSO, P., CORBELLA, M., MELGAREJO, J.C. (1995): Nb-Ta- minerals from the Cap de Creus pegmatite Field, eastern Pyrenees: distribution and geochemical trends. *Mineral. Petrol.* **55**: 53-69.
- Alfonso Pura, Melgarejo J.C, Yusta Iñaki and Velasco F.(2003): Geochemistry of feldspar and muscovite in granitic pegmatite from the Cap de Creus Field, Catalonia, Spain. *Canadian Mineralogist* **41**. 103-116.
- ALVAREZ, PH., MAURIN, J.CH., VICAT, J.-P. (1995): La Formation de l'Inkisi (supergroupe ouest-congolien) en Afrique centrale (Congo et Bas-Zaïre); un delta d'âge Paleozoïque comblant un bassin en extension. *J. African Earth Sci.* **20**: 119-131.
- ARAUJO, A.G., BARBIERI, M., CASTORINA, F., DA SILVA, E.T.L., SAVIANO, G., VIOLO, M. (1998): Stratiform, skarn, and vein-type Cu-Au deposits of southwestern Angola. *Proc. Quadr. IAGOD Symp. 9th, Beijing*, 339-352.
- ARNDT, N.T., GOLDSTEIN, S.L. (1987): Use and abuse of crust formation ages. *Geology* **15**, 893-895.
- AURISICCHIO C., DE VITO, C., FERRINI, V., ORLANDO, P. (2001): Nb-Ta oxide minerals from miarolitic pegmatites of the Baveno pink granite, NW Italy. *Mineral. Mag.* **65**, 509-522.
- BALDWIN, J.R. (1989): Replacement phenomena in tantalum minerals from rare-metal pegmatites in South Africa and Namibia. *Mineral. Mag.* **53**: 571-581.
- BAKKER R.J. (2003.): PACKAGE FLUIDS 1. NEW COMPUTER PROGRAMS FOR THE ANALYSIS OF FLUID INCLUSION DATA AND FOR MODELLING BULK FLUID PROPERTIES. *CHEMICAL GEOLOGY*, 194, 3-23.
- BARSANOV, G.P., YEREMIN., N.I., SERGEYEVA, N.Y.E. (1971): Columbite-tantalite zoning as revealed by electron-probe microanalysis. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.* **201**: 174-176 (en Ruso).
- BASSOT, J.P., PASCAL, M., VIALETTE, Y. (1981): New data on stratigraphy, geochemistry, and geochronology of Precambrian formations of the southern part of the Angolan High Plateau. *Bull BRGM Section 4: Geologie Generale* **4**, 285-309.
- BEBIANO, J. B.(1946): MICA DEPOSITS OF ANGOLA. REP. PORTUGUESA, MINISTERIO COLONIAS, MEM., SER. GEOL. ECON. **No. 1**, 1-63.
- BEURLIN, H., DA SILVA, M.R.R., DE CASTRO, C. (2001): Fluid inclusion microthermometry in Be-Ta-(Li-Sn)-bearing pegmatites from the Borborema Province, Northeast Brazil. *Chem. Geol.* **173**, 107-123.
- BEUS, A.A. (1969): GEOCHEMICAL CRITERIA FOR ASSESSMENT OF THE MINERAL POTENTIAL OF IGNEOUS ROCK SERIES DURING RECONNAISSANCE EXPLORATION. *QUARTERLY COLORADO SCHOOL MINES* 64(1): 67-74.
- BROWN, P.E, Y HAGEMANN, S.G.(1994): FLUID INCLUSION DATA REDUCTION AND INTERPRETATION USING MACFLINCOR ON THE MACINTOSH. *ECROF.BOL. SOC. ESP. MIN.*, 18 (1), p.32-33.
- BRUECKNER, H.K., CUNNINGHAM, D., ALKMIM, F.F., MARSHAK, S. (2000): Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research* **99**, 255-269.
- BUREAU, H., KEPPLER, H. (1999): Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*

- 165, 187-196.
- BURNHAM, C.W. & NEKVASIL, H. (1986): Equilibrium properties of granite pegmatite magmas. *Amer. Mineral.* **71**, 239-263.
- BURT, D.M. (1982): Minerals of beryllium. En: Cerny, P. (Ed), granitic pegmatites in Science and Industry. Mineralogical association of Canada, short Course Handbook, 8, p. 135-148.
- BURWOOD, R. (1999): Angola: source rock control for Lower Congo Coastal and Kwanza Basin petroleum systems. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **153** (Oil and Gas Habitats of the South Atlantic), 181-194.
- CAHEN, L., DELHAL, J., LEDENT, D. (1976): Chronology of west Congolian (Pan-Africa) orogenesis and isotopic behavior of different alkaline rocks in the internal orogenesis zone of lower Zaire. *Ann. Soc. Geol. Belgique* **99**: 189-203.
- CAMERON, E.N.; JAHNS, R.H.; McNAIR A. Y PAGE, L.R. (1949): INTERNATIONAL STRUCTURE OF GRANITIC PEGMATITE. ECONOMIC GEOLOGY MONOGRAPH, 2, 115 p.
- CARVALHO, H. DE (1968): A prospecção, pesquisa e captação de águas subterrâneas e superficiais no distrito de Moçamedes. *Bol. Serv. Geol. Minas* **17**: 7-60.
- CARVALHO, H., FERNÁNDEZ, Á., VIALETTE, Y. (1979): Chronologie absolue du Précambrien du Sud-Ouest de l'Angola. *C. R. Seances Acad. Sci. Ser. D* **288**, 1647-1650.
- CARVALHO, H. (1970): ESTUDO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE MUNHINO (CARACULO), NO SUDOESTE DE ANGOLA IN: BOLETIM DO INSTITUTO DE INVESTIGAÇÃO CIENTÍFICA DE ANGOLA. Nº 1, 47-92.
- CARVALHO, H; PEREIRA, E. (1971): CONTACT PHENOMENA AND METAMORPHISM OF GABBROS IN THE REGION OF VILA DE ALMOSTER, ANGOLA - PORTUGUESE WEST AFRICA. BOLETIM DOS SERVICOS DE GEOLOGIA E MINAS DE ANGOLA , **20**, 25-53.
- CARVALHO, H. (1983): BREVES CONSIDERAÇÕES DE NATUREZA GEOLÓGICA E DE CRONOLOGIA ABSOLUTA SOBRE AS ROCHAS DO SOCO ANTIGO (ARCAICO) DE ANGOLA, BOL. GEOL. DE PORTUGAL **22**, 307-314.
- CARVALHO, H., CASTRO, J.P., SILVA, Z.C.G., VIALETTE, Y. (1987): The Kibaran cycle in Angola. A discussion. *Geol. J.* **22**: 85-102.
- CARVALHO, H., TASSINAR, C.C.G., (1992): Idades do magmatismo granítico da região do Caraculo-Brbala (SW de Angola) e suas implicação na correlação geológica com o cinturão Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira Geociencias* **22** (1), 73-81.
- CARVALHO, H., ALVES P. (1993): THE PRECAMBRIAN OF SW ANGOLA AND NW NAMIBIA : GENERAL REMARKS, CORRELATION ANALYSIS, ECONOMIC GEOLOGY LISBOA : INSTITUTO DE INVESTIGAÇÃO CIENTÍFICA TROPICAL, 38 p.
- CARVALHO, H. DE, TASSINARI, C., ALVES, P.H., GUIMARÃES, F., SIMÕES, M.C. (2000): Geochronological review of the Precambrian in Western Angola: Links with Brazil. *J. African Earth Sci.* **31**, 383-402.
- CASSEDANNE, J.P., BAPTISTA, A., ÈERNÝ, P. (1985): Hafnian zircon, samarskite, and columbite from a pegmatite of Rio Doce, Minas Gerais, Brazil. *Can. Mineral.* **23**, 563-567.
- CATUNEANU, O., WOPFNER, H., ERIKSSON, P.G., CAIRNCROSS, B., RUBIDGE, B.S., SMITH, R.M.H., HANCOX, P.J. (2005): The Karoo basins of south, central Africa. In CATUNEANU, O., GUIRAUD, R., ERIKSSON, P., THOMAS, B., SHONE, R.W., KEY, R. (eds.): Phanerozoic evolution of Africa. *J. African Earth Sci.* **43**: 211-253.
- CEMPÍREK, J., NOVÁK, M. (2006): Mineralogy of dumortierite-bearing abyssal pegmatites at Starkoc and Bestvina, Kutna Hora Crystalline Complex. *J. Czech Geol. Soc.* **51**, 259-270.
- ÈERNÝ, P., FERGUSON, R.B. (1972): Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. III. Amblygonite-montebbrasite. *Can. Mineral.* **11**(Pt. 3): 643-59
- ÈERNÝ, P. (1975): Alkali variations in pegmatitic beryl and their Petrogenetic implications. *Neues Jahrb. Mineral., Abh.* **123**(2): 198-212.
- ÈERNÝ, P., SIMPSON, F.M. (1977): The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. IX. Beryl. *Can. Mineral.* **15**(4): 489-99.
- ÈERNÝ, P., SIIVOLA, J. (1980): The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XII. Hafnian zircon. *Can. Mineral.* **18**, 313-321.
- D.V., GOAD, B.E., PAUL, B.J. (1981): The Cat Lake -Winnipeg River and the Weskusko Lake Pegmatite Fields, Manitoba. Manitoba Department of Energy and Mines,

- Mineral Resources Division. Econ. Geol. Report ER80-1, 216 pp.
- ÈERNÝ, P. (1982b): Petrogenesis of granitic pegmatites. In MAC Shourt Course in granitic pegmatites in science and Industry, (ed, Èerný, P), pp. 405-461.
- ÈERNÝ, P., & Burt, D.M. (1984): Paragensis, crystallo-chemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granitic pegmatites. In Micas Bailey, ed).Rev. Mineral, 13, 257-279.
- ÈERNÝ, P., MEINTZER, R.E., ANDERSON, A.J. (1985a): Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Can. Mineral.* **23**: 381-421
- ÈERNÝ, P., ERCIT, T.S. (1985): Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. *Bull. Mineral.* **108**, 499-532.
- ÈERNÝ, P., ROBERTS, W.L., ERCIT, T.S., CHAPMAN, R. (1985b): Wodginite and associated oxide minerals from the Peerless pegmatite, Pennington Country, South Dakota. *Am. Mineral* 70: 1044-1049.
- ÈERNÝ, P., GOAD, B.E., HAWTHORNE, F.C., CHAPMAN, R. (1986): Fractionation trends of the Nb- and Ta- bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba. *Am. Mineral.* **71**: 501-517.
- ÈERNÝ, P., MEINTZER, R.E. (1988): Fertile granites in the Archaean and Proterozoic fields of rare element pegmatites. Crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. In Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. *Can. Inst. Mining Metall., Spec. Publ.* **39**, 170-206.
- ÈERNÝ, P., CHAPMAN, R., CHACKOWSKY, L.E., ERCIT, T.S. (1989a): A ferrotantalite-ferrotapiolite intergrowth from Spittal a.d. Drau, Carinthia, Austria. *Mineral. Petrol.* **41**: 53-63.
- ÈERNÝ, P. (1989a): Exploration strategy and methods for pegmatites deposits of tantalum. In P. MÖLLER, P., ÈERNÝ, F. SAUPÉ (eds): Lanthanides, tantalum and niobium. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 195-139.
- ÈERNÝ, P. (1989b): Characteristics of pegmatite deposits of tantalum. In P. MÖLLER, P., ÈERNÝ, F. SAUPÉ (eds) Lanthanides, tantalum and niobium. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 274-302.
- ÈERNÝ, P. (1991a): Rare-element granitic pegmatites, part 1. Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Can.* **18**, 49-67.
- ÈERNÝ, P. (1991b): Rare-element granitic pegmatites, part 2. Regional and global environments and petrogenesis. *Geoscience Can.* **18**, 68-81.
- ÈERNÝ, P. (1992): Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research. *Appl. Geochem.* **7**, 393-416.
- ÈERNÝ, P. (1998): Magmatic vs. metamorphic derivation of rare-element granitic pegmatites. *Krystalinikum* **24**, 7-36.
- ÈERNÝ, P., UCAKUWUN, E.K., CHAPMAN, R. (1989b): A ferrotantalite-ferrotapiolite exsolution from Uganda. *N. Jb. Mineral. Monatsh.* **3**: 109-120.
- ÈERNÝ, P., ERCIT, T.S. (1989): Mineralogy of niobium and tantalum: crystal chemical relationships, paragenetic aspects and their economic implications. In P. MÖLLER, P., ÈERNÝ, F. SAUPÉ (eds.): Lanthanides, tantalum and niobium. Springer, Berlin Heidelberg New York, 27-79.
- ÈERNÝ, P., NOVÁK, M., CHAPMAN, R. (1992a): Effects of sillimanite-grade metamorphism and shearing on Nb-Ta oxide minerals in granitic pegmatites: Marsikov, Northern Moravia, Czechoslovakia. *Can. Mineral.* **30**: 699-718.
- ÈERNÝ, P., ERCIT, T.S., WISE, M.A. (1992b): The tantalite-tapiolite gap: natural assemblages versus experimental data. *Can. Mineral.* **30**: 587-596.
- ÈERNÝ, P. (1994): EVOLUTION OF FELDSPAR IN GRANITIC PEGMATITES. IN FELDSPAR AND THEIR REACTIONS (I. PARSONS, ED). KLUWER. DORDRECHT, THE NETHERLANDS (501-540).
- ÈERNÝ, P., ALFONSO, P., MELGAREJO, J.C. (1995): Pegmatitas graníticas. In J.C. Melgarejo (ed.) Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Edicions UB. 1076 pp.
- ÈERNÝ, P., ERCIT, T.S., VANSTONE, P.J. (1998): Mineralogy and petrology of the Tanco rare-element pegmatite deposit, southeastern Manitoba. *Int. Mineral. Assoc., 17th Gen. Meet. (Toronto), Field Trip Guidebook* **B6**.

- ÈERNÝ, P., CHAPMAN, R., FERREIRA, K., SMEDS, S.A. (2004): Geochemistry of oxide minerals of Nb, Ta, Sn, and Sb in the Varuträsk granitic pegmatite, the case of an "anomalous" columbite-tantalite trend. *Am. Mineral.* **89**, 505-518.
- ÈERNÝ, P., ERCIT, T.S. (2005): The classification of granitic pegmatites revisited. *Can. Mineral.* **43**, 2005-2026.
- ÈERNÝ, P., MASAU, M., GOAD, B.E., FERREIRA, K. (2005): The Greer Lake leucogranite, Manitoba, and the origin of lepidolite-subtype granitic pegmatites. *Lithos* **80**, 305-321
- CHAROY, B., NORONHA, F. (1999): Rare-element (Li-rich) granitic and pegmatitic plutons: a primary or superimposed signature?. *Rev. Brasil. Geoc.* **29**, 3-8.
- CHENG, W.R., HUAN, H., CHENG, Z.A., FONTAN, F., HUI, Z., DE PARSEVAL, PH. (2006): Occurrence and late re-equilibration of pollucite from the Koktokay No. 3 pegmatite, Altai, northwestern China. *Amer. Mineral.* **91**, 729-739.
- CIAMPO, G., DI DONATO, V., MORAIS, M.L., PUTIGNANO, M.L. SGROSSO, I., BUTA NETO, A. (2001): Stratigraphic and sedimentological characters of the Luanda Formation, in the succession outcropping around Luanda (Kwanza basin, Angola). *Africa Geoscience Review*. **8**: 127-140.
- COLTORTI, M., ALBERTI, A., BECCALUVA, L., DOS SANTOS, A.B., MAZZUCHELLI, M., MORAIS, E., RIVALENTI, G., SIENA, F. (1993): The Tchivira-Bonga alkaline-carbonatite complex (Angola): Petrological study and comparison with some Brazilian analogs. *Eur. J. Mineral.* **5**, 1001-1024.
- CORBELLA, M., MELGAREJO, J.C. (1990): Características y distribución de los fosfatos de las pegmatitas graníticas de la península del Cap de Creus (Pirineo oriental catalán). *Bol. Soc. Esp. Mineral.* **13**, 169-182.
- CORBELLA, M., MELGAREJO, J.C. (1993): Rare-element pegmatites of the Cap de Creus Peninsula, NE Spain: a new field of the Beryl-Phosphate subtype. Proceedings 8th Quadriennial IAGOD-Symposium held in Ottawa, Canada. Papers presented at the Symposium on topycs related to general problems on the genesis of ore deposits and on studies of the ore geology of specific districts or deposits. (Y.T. MAURICE, ed.). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 295-302.
- CORFU, F., STOTT, G.M. (1986): U-Pb ages for the late magmatism and regional deformation in the Shebandowan Belt, Superior Province, Canada. *Can. J. Earth Sci.* **23**, 1075-1082.
- CORREIA NEVES, J.M., LOPES NUNES, J.E., SAHAMA, TH.G. (1974): High hafnium members of the zircon-hafnion series from the granite pegmatites of Zambezia, Mozambique. *Contrib. Mineral. Petrol.* **48**, 73-80.
- CORREIA, H. (1976): O Grupo Chela e a Formação Leba como novas unidades litoestratigráficas resultantes da redefinição da "Formação da Chela" na região do planalto da Humpata (Sudoeste de Angola). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **20**, 1976, 65-130.
- CRAWFORD, M.L. (1981): Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology (L.S. Hollister & M.L. Crawford, eds.). Mineralogical Association of Canada, Short course Handbook 6, 75-100.
- CUNNINGHAM, D., ALKMMIM, F.F., MARSHAK, S. (1998): A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research* **92**, 251-275.
- CZECH, F., EWING, R. C., LUMPKIN, G. R., NOVÁK, M. (1999): Nb-Ta-Ti-REE oxides from NYF granitic pegmatites in the Třebíč Durbachite massif, Czech Republic. *Can. Mineral.* **37**, 811-812.
- DALZIEL, I.W.D. (1991): Pacific margins of Laurentia and East Antarctic-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology* **19**, 598-601.
- DALZIEL, I.W.D., MOSHER, S., GAHAGAN, L.M. (2000): Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia. *J. Geol.* **108**, 499-513.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDE, C.P., MARCHAL, M. (1980): Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses-its relations and current nomenclature. *Chem. Geol.* **29**, 183-210.
- DE PAOLO, D.J. (1981): A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calç-alkaline

- granitic batholiths of the Sierra Nevada and peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.* **86**, 10470-10488.
- DE PAOLO, D.J., WASSERBURG, G.J. (1976): Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* **3**, 249-252.
- DELHA, J., LENDENT, D. (1976): Age et evolution comparée des gneiss migmatitiques pré-zardiniens des regions de Boma et de M'Poza Tombogadio (Bas-Zaïre). *Annales Soc. Géol. Belgique* **98**, 141-154.
- DIMMELL, P.M., MORGAN, J.A. (2005): The Aubry Pegmatites: Exploration for Highly Evolved Lithium-Cesium-Tantalum Pegmatites in Northern Ontario *Exploration and Mining Geology* **14**; 45-59.
- DINGWELL, D.B., PICHAVANT, M., HOLTZ, F. (1996): Experimental studies of boron in granitic melts. En: E.S. Grewe y L.M. Anovitz (Eds.). Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Rev. Mineral.* **33**, 331-385.
- DINI, A., GIANELLI, G., PUXEDDU, M., RUGGIERI G. (2005): Origin and evolution of Pliocene–Pleistocene granites from the Larderello geothermal field (Tuscan Magmatic Province, Italy). *Lithos* **81**, 1-31.
- DÓRIA, A., CHAROY, B., NORONHA, F. (1999): Fluid inclusion studies in spodumene aplite-pegmatite dikes of Covas de Barros, Northern Portugal. Abstract *ECROFI X*, Imperial College, University of London, 25.
- DOSTAL, J., CHATERJEE, A.K. (2000): Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chem. Geol.* **163**: 207-218.
- ERCIT, T.S., GROAT, L.A., GAULT, R.A. (2003): Granitic pegmatites of the O'Grady batholith, N.W.T., Canada: a case study of the evolution of the elbaite subtype of rare-element granitic pegmatite. *Can. Mineral.* **36**, 117-137.
- FABER, F.J. (1926): Bijdrage tot de geologie van Zuid-Angola (Afrika). 104 pp.
- FAURE, G. (1986): Principles of isotope geology (2nd edition). Wiley. New York, 589 pp.
- Fersman, A.E. (1931): Geochemistry of the granite-pegmatites. *Mineralog. Petrogr. Mitt.* **41** 200-213.
- FERREIRA DA SILVA, A. T. S.; TORQUATO, JOAQUIM R.; KAWAHITA, KOJI (1973): Geochronological data by the potassium-argon method for the region of Vila Paiva Conceiro, Quilengues, and Chicomba, Angola. *Boletim dos Servicos de Geologia e Minas de Angola* ,24 29-46.
- Filip, J., Novák, M., Beran, A. & Zbor? il, R. (2006) Crystal chemistry and OH defect concentrations in spodumene from different granitic pegmatites. *Physics and Chemistry of Minerals* , **32**, 733-746.
- FONTAN, F., HUVELIN, P., ORLIAC, M., PERMINGEAT, F. (1976) : La ferrisicklerite des pegmatites de Sidi Bou Othmane (Jébilet, Maroc) et le groupe des minéraux à structure de triphylite. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.* **99**, 274-86.
- FONTAN, F., MONCHOUX, P., AUTEFAGE, F. (1980): Présence de zircons hafnifères dans des pegmatites granitiques des Pyrénées ariégeoises; leur relation avec les niobotantalates. *Bull. Mineral.* **103**, 88-91.
- FOORD, E.E. (1982): Minerals of tin, titanium, niobium and tantalum in granitic pegmatites. In P. ÈERNÝ (ed.). Short course in granitic pegmatites. *Min. Ass. Canada*, 187-238.
- Foster, M. D.(1960): Interpretation of the composition of lithium micas. *U.Surv., Prof. Pap* 354 -E.
- FOSTER, R.P., LEAHY, K., HUNNS, S.R., PELHAM, D.A., LAWRENCE, S.R., HARRISON, A.E. (2001): Pan-African terranes: realizing the metal potential. *IMM Prof. Paper* B15-B23.
- FRANSOLET, A.M., KELLER, P., FONTAN, F. (1985): The phosphate mineral associations of the Tsaobismund pegmatite, Namibia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 502-517.
- GALLISKI, M.A. (1994). La Provincia Pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* **49**, 99-112
- GALLISKI, M.A., ÈERNÝ, P. (2006): Geochemistry and structural state of columbite-group minerals in granitic pegmatites of the Pampean Ranges, Argentina. *Can. Mineral.* **44**, 645-666.
- GINSBURG, I.I (1928): Classification des gisements feldespathiques. *Doc.DE LA comm.pour le feldespath.comm..Geol.Bull.*, **48**, 22-38.
- GINSBURG, A. I., TIMOFEYEV, I.N., FELDAM, L.G.(1979): Principios de la geologia de las pegmatitas graníticas. Nedra, Moscow, 296p. (en Ruso).

- Goldstein RH, Reynolds TJ (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course 31 199.
- Goldstein, R.H. (2003): Petrographic analysis of fluid inclusions. En I. Samson, A. Anderson, D. Marshall (eds.), Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 32, 9-49.
- GOIA, S.M.C.L., PIMENTEL, M.M. (2000): The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia. *An. Acad. Brás. Ciências* **72**, 219-245.
- GOREVA, J.S., MA, CH., ROSSMAN, G.R. (2001): Fibrous nano-inclusions in massive rose quartz: the origin of rose coloration. *Am. Mineral.* **86**: 466-472.
- Gordiyenko, V.V. (1971): Concentration of Li, Rb, and Cs potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites. *Int. Geol. Rev.* **13**: 134-142.
- GUOCHUN ZHAO, CAWOOD, P.A., WILDE, S.A., MIN SUN (2002): A Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews* **59**, 125–162.
- HAAPALA, I. (1997): Magmatic and postmagmatic processes in Tin-mineralized granites: Topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki Rapakivi granite stock, Finland. *J. Petrol.* **38**, 1645–1659.
- HANSON, S.L., SIMMONS, W.B., WEBBER, K.L., FALSTER, A.U. (1992): Rare-earth-element mineralogy of granitic pegmatite in the Trout Creek Pass District, Chaffee County, Colorado. *Can. Mineral.* **30**: 673-686.
- HANNU, M. (ed.) (2001): Svecofennian granitic pegmatites (1.86-1.79 Ga) and quartz monzonite (1.87 Ga), and their metamorphic environment in the Seinäjoki region, western Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper* **30**. pp 98.
- HARKER, A. (1909; facsimil de 1965): The natural history of igneous rocks. Hafner Publ. Co., New York, 384 pp.
- HEAMAN, L.M., BOWINS, R., CROCKET, J. (1990): The chemical composition of igneous zircon suites: Implications for geochemical tracer studies. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 1597-1607.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* **8**, 523-548.
- ISSA FILHO, A., DOS SANTOS, A.B.R.M.D., RIFFEL, B.F., LAPIDO-LOUREIRO, F.E.V., MCREATH, I. (1991): Aspects of the geology, petrology and chemistry of some Angolan carbonatites. *J. Geochem. Explor.* **40**, 205-226.
- JAHNS, R.H. (1951): Geology, mining, and uses of strategic pegmatites. *Trans. Am. Inst. Mining, Metall. Petrol. Eng.* **190**(Tech. Pub. No. 2993-H): 45-59.
- JAHNS, R.H. (1953a): The genesis of pegmatites. II. Quantitative analysis of lithium-bearing pegmatite, Mora County, New Mexico. *American Mineralogist* **38**: 1078-1112.
- JAHNS, R.H. (1955): The study of pegmatites. *Econ. Geol.*, 50th Anniv. Ed.: 1025-1130.
- JOHAN, Z., JOHAN, V. (2005): Accessory minerals of the Cínovec (Zinnwald) granite cupola, Czech Republic: indicators of petrogenetic evolution. *Mineral. Petrol.* **83**, 113–150.
- KELLER, P. (1988): Dendritic phosphate minerals and their paragenetic relation to the silicate minerals of pegmatites from Namibia and from the Black Hills, South Dakota, U. S. A. *Neues Jahrb. Mineral., Abh.* **159**, 249-281.
- KELLER, P., VON KNOTTING, O. (1989): Pegmatites at the Okatjimukuju farm, Karibib, Namibia Part I: phosphate mineral associations of the Clementine II pegmatite. *Eur. J. Mineral.* **1**, 567-593.
- KEPPLER, H. (1993): Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **114**: 479-488.
- KEPPLER, H., WYLLIE, P.J. (1991): Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U and thorium between melts and aqueous fluid in the systems haplogranite-H₂O-HCl and haplogranite-H₂O-HF. *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**, 139-150.
- Kontack, D.J., Martin, R.F. (1996): Patterns of phosphorus enrichment in alkali feldspar, South Mountain batholith, Nova Scotia Canada. *Eur. J. Mineral.*, **8**, 805-824.
- KONTAK, D.J., ANSDELL, K., DOSTAL, J., HALTER,

- W., MARTIN, R. & WILLIAMS-JONES, A.E. (2001): The nature and origin of pegmatites in a fluorine-rich leucogranite, East Kemptville Tin Deposit, Nova Scotia, Canada. *Trans. Royal Soc. Edimburgh, Earth Sci.* **92**, 173-200.
- KORPERSHOEK, H. R. (1984): The geology of Cassinga district (Angola) and its potential as compared to that of the Serra dos Caraás (Brazil). 33° congresso Brasileiro Geologia, Rio de Janeiro, Brsil (inedita).
- KOVALENKO, N.I., RYZHENKO, B.N., BARSUKOV, V.L., KLINTSOVA, A.P., VELYUKHANOVA, T.K., VOLYNETS, M.P., KYTAYEVA, L.P. (1986): The solubility of cassiterite in HCl+NaCl(KCl) solutions at 550°C and 1000 atm under fixed redox conditions. *Geochem. Intl.* **23**, 1-16.
- KOZYREV, V.V. (1966): The prospects for supplying the economy with high-quality feldspathic raw materials. *Glass & Ceramics*, **22**, 709.
- KROGH, T.E. (1973): A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **46**, 631-636.
- KROGH, T.E. (1982): Improved accuracy of U-Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 631-636.
- LACROIX, A., 1922, 1923. *Minéralogie de Madagascar*. Société D'Éditions Géographiques, Maritimes et Coloniales, Paris, I, 624 pp.; II, 694 pp.; III, 450 pp.
- LAHTI, S.I. (1981): Zoning in columbite-tantalite crystals from the granitic pegmatites of the Erajarvi area, southern Finland. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**: 509-517.
- LARSEN, R.B. (2002): The distribution of rare-earth elements in K-feldspar as an indicator of petrogenetic processes in granitic pegmatites: examples from two pegmatite fields in southern Norway. *Can. Mineral.* **40**, 137-151
- LARSEN, R.B., HENDERSON, I., IHLEN, P.M., JACAMON, F. (2004): Distribution and petrogenetic behaviour of trace elements in granitic pegmatite quartz from South Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* **147**, 615-628.
- LEDRU, P., JOHAN, V., MILE'SI, J.P., TEGYEV, M. (1994): Makers of the last stage of the Paleoproterozoic collision: evidence for 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res.* **69**, 169–191.
- Legg, C.A., Namateba, C., (1982): Regional zoning of tin-tantalum-niobium pegmatites in the Masuku Area, Province, Zambia. En: A.M.Evans(ed) Metallization associated with acid magmatism. 181-190.
- LEMAITRE, R.W. (1976): Some problems of the projection of chemical data in mineralogical classification. *Contrib. Mineral. Petrol.* **56**, 181-189.
- LINNEN, R.L., KEPPLER, H. (1997): Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* **128**: 213-227.
- LINNEN, R.L. (1998a): Depth of emplacement, fluid provenance and metallogeny in granitic terranes: a comparison of western Thailand with other tin belts. *Mineral. Deposita* **33**, 461-476.
- LINNEN, R.L. (1998b): The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li + F: constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatites. *Econ. Geol.* **93**, 1013-1025.
- LINNEN, R.L. (2004): Ferrocolumbite-manganotantalite trends in granites and pegmatites: Experimental and natural constraints. (abstr.) *Geol. Soc. Amer. Prog. Abstr.* (http://gsa.confex.com/gsa/2004AM/finalprogram/abstract_79253.htm).
- LINNEN, R.L. (2005): The effect of water on accessory phase solubility in subaluminous and peralkaline granitic melts. *Lithos* **80**, 267-280.
- LINNEN, R.L., KEPPLER, H. (2002): Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66**, 3293-3301.
- LINNEN, R.L., PICHAVANT, M., HOLTZ, F. (1996): The combined effect of *f* (O₂) and melt composition on SnO₂ solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 4965–4976.
- LINNEN, R.L., WILLIAMS-JONES, A.E., MARTIN, R.F. (1992): Evidence of magmatic cassiterite mineralization at the Nong Sua aplite-pegmatite complex, Thailand. *Canadian Mineralogist* **30**, 739–761.
- LINNEN, R.L., WILLIAMS-JONES, A.E. (1994): The evolution of pegmatite-hosted tin-tungsten

- mineralization at Nong Sua, Thailand: evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 735-747.
- LONDON, D. & Burt, D.M. (1982) Lithium aluminosilicate occurrences in pegmatites and the lithium aluminosilicate phase diagram. *American Mineralogist* **67**, 494-509.
- LONDON, D., ÈERNÝ, P., Loomis, J.L., (1990): Phosphorus in alkali feldspar, of rare-elemente granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, **28**, 77-786.
- LONDON, D. & BURT, D.M. (1982): Lithium aluminosilicate occurrences in pegmatites and the lithium aluminosilicate phase diagram. *American Mineralogist* **67**, 494-509.
- LONDON, D., HERVIG, R.L., MORGAN, G.B., VI. (1988): Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: Experimental results with Macusani glass at 200 MPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **99**, 360-73.
- LONDON, D., MORGAN, G.B., VI, HERVIG, R.L. (1989): Vapor-undersaturated experiments with Macusani glass + water at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **102**, 1-17.
- LONDON, D. (1992): The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Can. Mineral.* **30**, 499-540.
- LONDON, D. (1999): Melt boundary layers and the growth of pegmatite textures. *Can. Mineral.* **37**, 826-827.
- LUDWIG, K.R. (1999): User's Manual for isoplot/Ex version 2.10: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology center Special Publication N° 1a*.
- Ludwig, K. R., (2001): User's Manual for isoplot/Ex version 2.10: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology center Special Publication N° 1a*.
- LUGMAIR, G.W., MARTI, K. (1978): Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **39**, 349-357.
- MA, CHI, GOREVA, J.S., ROSSMAN, G.R. (2002): Fibrous nano-inclusions in massive rose quartz: HRTEM and AEM investigations *Am. Mineral.* **87**, 269-276.
- MALLÓ, A., FONTAN, F., MELGAREJO, J.C., MATA, J.M. (1995): The Albera zoned pegmatite field, Eastern Pyrenees, France. In E.F STUMPFL, P. ÈERNÝ, M. NOVÁK (eds.): Special Volume Lepidolite 200 Symposium. *Mineral. Petrol.* **55**, 103-116.
- MANIAR, P.D., PICCOLI, P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. *Bull. Geol. Soc. Am., Bull.* **101**, 635-643.
- MARQUES, JOSÉ MANUEL DA MOTTA (1966): Contribuição para o conhecimento hidrogeológico da região das Gambas In: Boletim do Serviço de Geologia e Minas. **13**, 17-45.
- MARTIN, R.F., DE VITO, C. (2005). The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. *Can. Mineral.* **43**, 2027-2048.
- MASON, B. (1941) Minerals of the Varuträsk pegmatite. XXIII. Some iron-manganese phosphate minerals and their alteration products, with special reference to material from Varuträsk. *Geol. Fören Förhandl.* **63**, 117-65.
- MAYER, A., HOFMANN, A. W., SINIGOI, S., MORAIS, E. (2004): Mesoproterozoic Sm-Nd and U-Pb ages for the Kunene Anorthosite Complex of SW Angola. *Precambrian Research* **133(3-4)**: 187-206.
- MEINTZER, R., MITCHELL, R.S. (1988): The epigene alteration of allanite. *Can. Mineral.* **26**: 945-955.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1975): The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* **11**, 337-364.
- MONTENEGRO DE ANDRADE, M. (1954): Rochas graníticas de Angola. Memórias Ministerio do Ultramar, série geológica, IV. 464 pp.
- MOORE, P.B. y ITO, J. (1979): Alluaudites, wyllieites and arrojadites: crystal chemistry and nomenclature. *Mineral Magazine*, **43**: 227-235.
- MORAIS, M.L., SGROSSO, I., DE CAPOA, P., CASTELLANO, M.C., PUTIGNANO, M.L. (2001a): Evidence from the area around Benguela (Angola) of a peculiar tectonic activity in the Late Cretaceous. *Africa Geoscience Review.* **8**: 57-66.
- MORAIS, M.L., SGROSSO, I., PUTIGNANO, M.L. (2001b): The Meso-Cenozoic succession of

- the Kwanza Basin outcropping in the surroundings of Benguela between Lobito and Dombe Grande. *Africa Geoscience Review*. **8**: 239-255.
- MORAIS, M.L., SGROSSO, I., BALDOCEDA, A., BUTA NETO, A., PUTIGNANO, M.L. (2001c): The Meso-Cenozoic succession of the Kwanza Basin outcropping between Cabo Ledo and Sumbe. *Africa Geoscience Review*. **8**: 223-238.
- MORREIRA, A.F.D.(1971): Noticia explicativa da carta geològica de Angola á escala 1:100 000 da folha 186 (Ebo), Luanda, 29 p.
- MORREIRA, A.F.D. e NUNES, A.S.,(1973): Noticia explicativa da carta geològica de Angola á escala 1:100 000 da folha 165 (Quibala), Luanda, 32 p.
- MOUTA, F.(1952):As camadas afilópodes da série de Cassanje (Karoo) no norte de Angola In: Anais da Junta de Investigações Coloniais. - Vol. 5, nº 4, 3-44.
- MULJA, T., WILLIAMS-JONES, A.E., WOOD, S.A., BOILY, M. (1995): The rare element enriched monzogranite–pegmatite–quartz vein systems in the Preissac–Lacorne batholith, Quebec. II. Geochemistry and petrogenesis. *Can. Mineral*. **33**, 817–822
- MULJA, T., WILLIAMS-JONES, A.E., MARTIN, R.F., WOOD, S.A. (1996): Compositional variation and structural state of columbite-tantalite in rare-element granitic pegmatites of the Preissac-Lacorne batholith, Quebec, Canada. *Am. Mineral*. **81**: 146-157.
- MÜLLER, A., THOMAS, R., WIEDENBECK, M., SELTMANN, R., BREITER, K. (2006): Water content of granitic melts from Cornwall and Erzgebirge: A Raman spectroscopy study of melt inclusions. *Eur. J. Mineral*. **18**, 429-440.
- NABELEK, P.I., TERNES, K. (1997): Fluid inclusions in the Harney Peak granite and associated pegmatites, Black Hills, South Dakota, USA: implications for solubility and evolution of magmatic volatiles and crystallization of leucogranite magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 1447-1465.
- NANEY, M.T. (1983): Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.* **283**: 993-1033.
- NEIVA, A.M.R. (1996): Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Can. Mineral*. **34**, 745-768.
- NETO, MASCARENHAS (1961): Generalidades e Idade da Jazidal Farol das Lagostas. In: Boletim do Serviço de Geologia e Minas. - nº 3, 5-10.
- NICKEL, E. H., ROWALAND, J.F., MCADAM, R.C. (1963): Ixiolite, a columbite substructure. *Am. Mineral.*, 48: 961-979.
- Niggli, P. (1920): Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. B.G. Teubner, Leipzig.
- NOVÁK, M., ĚERNÝ, P. (1998): Niobium-tantalum oxide minerals from complex granitic pegmatites in the Moldanubicum, Czech Republic: Primarv versus secondary compositional trends *Can. Mineral*. **36**, 659-672
- NOVÁK, M., ĚERNÝ, P., ĚECH, F., STANIČ, J. (1992): Granitic pegmatites in the territory of the Bohemian and Moravian Moldanubicum. Int. Symp. Mineralogy, Petrology and Geochemistry of Granitic Pegmatites, Lepidolite 200 (Novo Mesto na Morave, Field Trip Guidebook, 77-20.
- NOVÁK, M., ĚERNÝ, P., CEMPÍREK, J., SREIN, V., FILIP, J. (2004): Ferrotapiolite as a pseudomorph of stibiotantalite from the Laštovičky lepidolite pegmatite, Czech Republic; an example of hydrothermal alteration at constant Ta/(Ta+Nb). *Can. Mineral*. **42**, 1117-1128.
- NOVÁK, M., POVONDRA, P., SELWAY, J.B (2004): Shorl-Oxy-schorl to dravite-oxy-dravite tourmaline from granitic pegmatites, examples from the Moldanubicum, Czech Republic. *Eur.J.Mineral.*, 16, 232-333
- NYAMBE, I.A., KAWAMYA, V.M. (2005): Approaches to sustainable minerals development in Zambia. In MARKER, B.R., PETTERSON, M.G., MCEVOY, F., STEPHENSON, M.H. (eds.): Sustainable minerals operations in the developing world. Geol. Soc. Spec. Publ. 250: 73-86.
- O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J., EVENSON, N.M. (1977): Variations in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **34**, 13-22.
- OESTERLEN, M. (1976): The Karroo system and Precambrian base in northern Angola. I. Stratigraphy, tectonics and petrography. *Geol.*

- Jahrb., Reihe B: Regionale Geologie Ausland* **20**, 3-55.
- OESTERLEN, M. (1979): The Karroo system and Precambrian base in northern Angola. II. Diagenesis and sedimentology of the Karroo system. *Geologisches Jahrbuch, Reihe B: Regionale Geologie Ausland*, **36**, 41 pp.
- OGUNLEYE, P.O., GARBA, I., IKE, E.C. (2006): Factors contributing to enrichment and crystallization of niobium in pyrochlore in the Kaffo albite arfvedsonite granite, Ririwai Complex, Younger Granites province of Nigeria. *J. Afr. Earth Sci.* **44**, 372-382.
- OLIVEIRA, J.T. (1981): O Precambriaco vulcano-sedimentar da região de Chipindo, Angola; considerações sobre a estratigrafia e tectónica. *Bol. Soc. Geol. Portugal.* **22**; Pages 315-325.
- OMARINI, R.H., SUREDA, R.J. (1999): Evolución geodinámica. In G. González Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte (eds.). *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio. 14 Congr. Geol. Arg.*, Actas, I, 115-121.
- PAL, D.C., BISWAJIT, M., BERNHARDT, H.J. (2007): Contrasting fluid inclusion characteristics of stanniferous and non-stanniferous pegmatites of Southeast Bastar, Central India. *Ore Geol. Rev.* **30**, 30-35.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W, TINDLE, A.G.. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956-983.
- PERETYAZHKO, I.S., ZAGORSKY, V.Y., SMIRNOV, S.Z., MIKHAILOV, M.Y. (2004): Conditions of pocket formation in the Oktyabrskaya tourmaline-rich gem pegmatite; the Malkhan Field, central Transbaikalia, Russia. In W.E. HALTER, J.D. WEBSTER (ed.): *The magmatic to hydrothermal transition and its bearing on ore-forming processes. Chem. Geol.* **210**, 91-111.
- PEZZOTTA, F. (2001): Short note on the classification of Malagasy pegmatites. En: PEZZOTTA, F, SIMMONS, P. (2001): *Field Course on the Rare Element Pegmatites of Madagascar. Field Trip Guidebook* 14-20.
- PEZZOTTA, F. (2005): First attempt to the petrogenesis and the classification of granitic pegmatites of the Itremo Region (central Madagascar). En *International meeting: Crystallization processes in granitic pegmatites*. Elba, Italy : Pezzotta, F (ed.).
- PIANITSKY, L. (1932): Exploraciones geológicas en el distrito en los Urales. Ser. Geol. Prosp. URSS. Trans., **75**: 1.71. (en ruso).
- Piccoli, P.M, and Candela P.A, (2002): Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry.* **48**, 253-292.
- POITRASSON, F. (2002): In situ investigations of allanite hydrothermal alteration: examples from calc-alkaline and anorogenic granites of Corsica (southeast France). *Contrib. Mineral. Petrol.* **142**, 485 – 500.
- POTTER. R.W. (1977): Pressure correction for fluid inclusions homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O. U.S. Geological Survey J. Res. **5**, 603-607.
- PUTNIS, A. (2002): Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms. *Mineral. Mag.* **66**: 689-708.
- PUTNIS, A., FERNÁNDEZ-DÍAZ, L., PRIETO, M. (1992): Experimentally produced oscillatory zoning in the (Ba,Sr)SO₄ solid solution. *Nature* **358**: 743-745.
- QUENSEL, P. (1937) Minerals of the Varuträsk pegmatite. I: The lithium manganese phosphates. *Geol. Fören. Förhandl.* **59**, 77.
- RAIMBAULT, L. (1998): Composition of complex lepidolite-type granitic pegmatites and of constituent columbite - tantalite, Chèdeville, Massif Central. France. *Can. Mineral.* **36**, 563-583.
- RICHARD, P., SHIMIZU, N., ALLEGRE, C.J. (1976): ¹⁴³Nd/¹⁴⁶Nd. A natural tracer. An application to oceanic basalts. *Eart Planet. Sci. Lett.* **31**, 269-278.
- RICKERS, K., THOMAS, R., HEINRICH, W. (2006): The behavior of trace elements during the chemical evolution of the H₂O-, B-, and F-rich granite-pegmatite-hydrothermal system at Ehrenfriedersdorf, Germany; a SXRF study of melt and fluid inclusions. *Mineral. Deposita* **41**, 229-245.
- RINALDI, R., ĚERNÝ, P., FERGUSON, R.B. (1972): Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. VI. Lithium-rubidium-cesium micas. *Can. Mineral.* **11**(3): 690-707.
- Roda, E., Pesquera, A., Velasco, F (1996): Tourmaline in granitic pegmatite an their country rocks, Fragenda area, Salamanca, Spain. *Can. Mineral.*, **33**, 835-848.

- Roda, E; Pesquera, A. Gil, P.P., Ruiz, J.T., Fontain, F (2004): Tourmaline from the rare-element Pinilla pegmatite, (Central Iberian Zone, Zomara, Spain): Chemical variation and implications for pegmatite evolution. *Mineralogy and petrology*, 81, 249-263
- RODRÍGUEZ-CARVAJAL, J. (1998). FULLPROF, v. 3.2, Laboratoire Leon Brillouin (CEA-CNRS).
- RODRIGUES, A(1973): Noticia explicativa da carta geológica de Angola á escala 1:100 000 da folha **87** (Cahimo),Luanda.
- RODRIGUES, A(1974): Noticia explicativa da carta geológica de Angola á escala 1:100 000 da folha **53** (Nordeste),Luanda.
- ROEDDER, E (1984) Fluid inclusions. *MSA Rev Mineral* 12: 644 .
- SÁNCHEZ-MUÑOZ, L., GARCÍA-GUINEA, J. (1992): Feldspatos: mineralogía, yacimientos y aplicaciones. In: J. García Guinea, J. Martínez Frías (eds.): Recursos Minerales de España. CSIC, Madrid, 441-497.
- SGA,(1992): Mapa síntesis dos serviços geológicos de Angola.
- STANTON, W. I.(1963):The geology of degree sheet sul B-33/J-P,Maquela do Zombo - Damba In: Boletim dos Serviços de Geografia e Minas de Angola. - **nº 8**, 79-136.
- SCHENK, V., MEZGER, K., TEMBO, F. (2004): Timing and PT Evolution of Whiteschist Metamorphism in the Lufilian Arc–Zambezi Belt Orogen (Zambia): Implications for the Assembly of Gondwana Timm John, 1,2. *J. Geol.* **112**, 71–90.
- SCHMIDT, M.W., POLI, S. (2004): Magmatic epidote. In A. Liebscher y G. Franz (eds.): Epidotes. *MSA. Rev. Mineral. & Geochem.* **56**: 399-430.
- SEBASTIAN, A., LAGACHE, M. (1991): Experimental study of lithium-rich granitic pegmatites; Part I, Petalite + albite + quartz equilibrium. *Am. Mineral.* **76**, 205-210.
- Selway, J.B., Novák, M., Žerný, P, Hawthorne, F.C. (1999): Compositional evolution of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites. *Eur.J.Mineral.*, 11, 569-584.
- SELWAY, J., ŽERNÝ, P., HAWTHORNE, F.C., NOVÁK, M. (2000): The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XIV. Internal tourmaline. *Can. Mineral.* **38**, 877-891.
- SHAND, S.J. (1927): Eruptive rocks. London, Thomas Murby, 488 pp.
- SHIGLEY, J.E., BROWN, G.E. JR. (1985): Occurrence and alteration of phosphate minerals at the Stewart Pegmatite, Pala District, San Diego County, California *Am Mineral* **70** 395-408
- Taylor, M.C. (2005): The Sol-Gel nature of pegmatites. En International meeting: Crystallization processes in granitic pegmatites. Elba, Italy : Pezzotta, F (ed.).
- Tindle, A.G., Breaks, F.W. & Selway, J.B (2002): Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from Pakeagama Lake and Separation Lake areas of northwestern Ontario, Canada. *Can. Mineral*, 40, 753-788.
- Tindle, A.G, Selway, J.B., Breaks, F.W.(2005): Liddiocoatite and associated species from the McCombe spodumene-subtype rare-element granitic pegmatite, Northwester Ontario, Canada. *Can. Mineral* 43, 769-793
- THOMAS, R. (1995): Assessing the water content in rhyolitic, granitic and pegmatitic melts using melt inclusion homogenization data: Method - results - problems. *Bol. Soc. Esp. Mineral.* 18, 1.
- TORQUATO, J.R., OLIVEIRA, J.T. (1977): Sobre a idade dos granitos e do grupo vulcano-sedimentar da região de Chipindo, Angola. *Comunicações Serviços Geológicos Portugal* **61**, 223-238.
- TORQUATO, J.R., SILVA, A.T.S.F., CORDANI, G., KAWASHITA, K. (1979): A evolução geológica do Cinturão Móvel do Quipungo no Ocidente de Angola. *Anais Academia Brasileira de Ciências* **51**, 133-143.
- TORSVIK, T.H., SMETHURST, M.A., MEERT, J.G., VAN DER VOO, R., MCKERROW, W.S., BRASIER, M.D., STURT, B.A., WALDERHAUG, H.J. (1996): Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic: a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sci. Rev.*, **40**, 229-258.
- Trueman D.L. & ŽERNÝ P. (1982): exploration for rare-element granitic pegmatites. In Granitic Pegmatites in Science and Industry (ŽERNÝ P.ed), Mineral assoc.Can., Short Course Handbook 8, 463-493.
- UHER, P., ŽERNÝ, P., CHAPMAN, R., HATÁR, F., MIKO, O. (1998): Evolution of Nb,Ta-oxide minerals in the Prašivá granitic pegmatites, Slovakia. II. External hydrothermal Pb,Sb overprint. *Can. Mineral.* **36**: 535-545
- VASCONCELOS, P,(1950):A geologia geral do Alto Zambeze : relatório apresentado em In: Boletim Geral das Colónias, **306**, 49- 66.
- VALE, F.S.(1973):Noticia explicativa da carta geológica de Angola á escala 1:100 000 da folha 355 (Humpata-Cainde). Luanda

- VEKSLER, I. V., THOMAS, R., SCHMIDT, C. (2002): Experimental evidence of three coexisting immiscible fluids in synthetic granitic pegmatite. *Am. Mineral.* **87**, 775–779.
- VEKSLER, I.V. (2004): Liquid immiscibility and its role at the magmatic–hydrothermal transition: a summary of experimental studies. *Chem. Geol.* **210**, 7-31
- VEKSLER, I.V., THOMAS, R. (2002): An experimental study of B-, P- and F-rich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**, 673 - 683.
- VELLUTINI, P., ROCCI, G., VICAT, J.P., GIOAN, P. (1983) : Ophiolite complexes in the Mayombe chain (Gabon-Angola) and a new geotectonic interpretation. *Precambrian Research* **22**, 1-21.
- VICAT, J.P., POUCLLET, A. (2001): Paleo- and Neoproterozoic granitoids and rhyolites from the West Congolian Belt (Gabon, Congo, Cabinda, northern Angola): chemical composition and geotectonic implications. *J. African Earth Sci.* **31**, 597-617.
- VISONÁ, D., LOMBARDO, B. (2002): Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest-Makalu Region (Nepal-Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric Heating? *Lithos* **62**, 125-150.
- WALKER, R.J., HANSON, G.N., PAPIKE, J.J., O' NEIL, J.R., LAUL, J.C. (1986): Internal evolution of the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota. *Am. Mineral.* **71**, 440–459.
- WANG, R., HU, H., ZHANG, A., FONTAN, F., PARSEVAL, PH., JIANG, S. (2007): Cs-dominant polyolithionite in the Koktokay#3 pegmatite, Altai, NW China: in situ micro-characterization and implication for the storage of radioactive. *Contrib. Mineral. Petrol.* **153**, 355-367.
- WANG, R.C., ZHAO, G.T., LU, J.J., CHEN, X.M., XU, S.J., WANG, D.Z. (2000): Chemistry of Hf-rich zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China. *Mineral. Mag.* **64**, 867-877.
- WANG, R.CH., FONTAN, F., MONCHOUX, P. (1992): Minéraux disséminés comme indicateurs du caractère pegmatitique du granite de Beauvoir, massif d'Échassières, Allier, France. *Can. Mineral.* **30**, 763–770.
- WANG, R.CH., FONTAN, F., XU, S.J., CHEN, X.M., MONCHOUX, P. (1996): Hafnian zircon from the apical part of the Suzhou granite, China. *Can. Mineral.* **34**, 1001-1010.
- WASSEBURG, G.J., JACOBSEN, S.B., DE PAOLO, D.J., McCULLOCH, M.T., WEN, T. (1981): Precise determinations of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in Standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 2311-2323.
- WEBBER, K.L., SIMMONS, W.B., FALSTER, A.U., FOORD, E.E. (1999): Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego Country, California. *Am. Mineral.* **84**, 708-717.
- WERDING, G., SCHREYER, W. (1990): Synthetic dumortierite: its PTX-dependent compositional variations in the system Al_2O_3 - B_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Contrib. Mineral. Petrol.* **105**, 11-24.
- WETHERILL, G.W. (1956): Discordant uranium-lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union* **37**, 320-326.
- WILSON, M. (1989): Igneous petrogenesis. Chapman & Hall, London, 466 pp.
- WINTER, J.D. (2001): An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, 697 pp.
- WISE, M.A., MEINTZER, R.E., ÈERNÝ, P. (1986): The Yellowknife pegmatite Field: mineralogy and geochemistry of Nb-Ta-Sn oxide minerals. *Contrib. Geol. NWT 2, Geol Div INAC Yellowknife NAP EGS 1985-86*, pp 15-25.
- WU, F., JHAN, B., WILDE, S.M., LO, C., YUI, T., LIN, Q., GE, W., SUN, D. (2003): Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis. *Lithos* **66**, 241-273.
- ZHANG, A.C., WANG, R.C., HU, H., ZHANG, H., ZHU, J.C., CHEN, X.M. (2004): Chemical evolution of Nb-Ta oxides and zircon from the Koktokay No. 3 granitic pegmatite, Altai, northwestern China. *Mineral. Mag.* **68**, 739-756.

Tabla 1.4.1. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica

<i>Silicatos</i>		<i>Parámetros</i>				
Elementos	Corriente (nA)	Voltage (kV)	Línea	Cristal	Tiempo pico (sec)	Tiempo fondo (sec)
F	150	20	K α	TAP	10	10
Na	6	20	K α	TAP	20	20
Mg	15	20	K α	TAP	10	10
Al	15	20	K α	TAP	10	10
Si	15	20	K α	TAP	10	10
P	15	20	K α	PET	10	10
Cl	15	20	K α	PET	10	10
K	15	20	K α	PET	10	10
Ca	15	20	K α	PET	10	10
Ti	15	20	K α	PET	10	10
Mn	15	20	K α	LIF	10	10
Fe	15	20	K α	LIF	10	10
Zn	15	20	K α	LIF	10	10
Rb	15	20	L α	TAP	10	10
Cs	15	20	L α	PET	10	10

Ejemplo de silicatos, moscovita: errores y límite de detección

Elementos	W%	Intervalo de confianza (W%)		Límite de detección (W%)	Error relativo (%)
F	7,77	6,50	9,05	0,735	16,5
Na	0,09	0,05	0,14	0,048	48,2
Mg	0,06	0,04	0,08	0,025	32,2
Al	12,52	12,39	12,66	0,024	1,1
Si	23,45	23,28	23,63	0,061	0,8
P	0,02	0,00	0,06	0,041	162,5
Cl	0,00	0,00	0,02	0,043	621,2
K	7,53	7,39	7,67	0,030	1,9
Ca	0,00	0,00	0,02	0,025	375,6
Ti	0,05	0,03	0,07	0,026	38,7
Mn	0,51	0,43	0,60	0,074	15,7
Fe	1,73	1,62	1,85	0,062	6,8
Zn	0,07	0,00	0,15	0,105	131,8
Rb	1,56	1,45	1,66	0,088	6,7
Cs	0,88	0,78	0,97	0,090	10,6

Tabla 1.4.2. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica

Tabla 1.4.2. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica						
<i>Circón</i>	<i>Parámetros</i>					
Elementos	Corriente (nA)	Voltage (kV)	Línea	Cristal	Tiempo pico (sec)	Tiempo fondo (sec)
Mg	20	20	K α	TAP	10	10
Al	20	20	K α	TAP	10	10
Si	20	20	K α	TAP	10	10
Ca	20	20	K α	PET	10	10
Mn	20	20	K α	LIF	10	10
Fe	20	20	K α	LIF	10	10
Y	20	20	L α	TAP	10	10
Zr	20	20	L α	PET	10	10
Hf	20	20	M α	TAP	10	10
Th	20	20	M α	PET	10	10
U	20	20	M α	PET	10	10

Ejemplo de circón: errores y límite de detección

Elementos	W%	Intervalo de confianza (W%)		Límite de detección (W%)	Error relativo (%)
Mg	0,07	0,05	0,09	0,02	25,8
Al	0,70	0,67	0,73	0,02	4,3
Si	14,69	14,59	14,80	0,03	0,7
Ca	0,27	0,23	0,30	0,04	12,8
Mn	0,12	0,07	0,17	0,07	43,3
Fe	1,24	1,15	1,32	0,06	7,0
Y	0,06	0,00	0,11	0,08	93,5
Zr	49,17	48,13	50,22	0,18	2,1
Hf	2,18	2,09	2,28	0,07	4,4
Th	2,36	2,15	2,57	0,14	8,9
U	0,06	0,00	0,20	0,17	241,7

Tabla 1.4.3. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica

<i>Ferrisicklerita</i>						
<i>Parámetros</i>						
Elementos	Corriente (nA)	Voltage (kV)	Línea	Cristal	Tiempo pico (sec)	Tiempo fondo (sec)
Na	6	20	K α	TAP	20	20
Mg	15	20	K α	TAP	10	10
Al	15	20	K α	TAP	10	10
Si	15	20	K α	TAP	10	10
P	15	20	K α	PET	10	10
K	15	20	K α	PET	10	10
Ca	15	20	K α	PET	10	10
Mn	15	20	K α	LIF	10	10
Fe	15	20	K α	LIF	10	10

Ejemplo de ferrisicklerita: errores y límite de detección

Elementos	W%	Intervalo de confianza (W%)		Límite de detección (W%)	Error relativo (%)
Na	0,07	0,00	0,14	0,083	101,7
Mg	0,28	0,24	0,31	0,031	12,3
Al	0,05	0,03	0,07	0,028	42,3
Si	0,03	0,01	0,04	0,023	57,7
P	21,16	20,73	21,60	0,053	2,1
K	0,05	0,03	0,07	0,026	37,4
Ca	0,27	0,24	0,29	0,025	11,2
Mn	10,34	10,06	10,62	0,072	2,7
Fe	25,97	25,55	26,39	0,076	1,6

Tabla 1.4.4. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica

<i>Heterosita</i>		<i>Parámetros</i>				
Elementos	Corriente (nA)	Voltage (kV)	Línea	Cristal	Tiempo pico (sec)	Tiempo fondo (sec)
F	6–10	20	K α	TAP	10	10
Na	6	20	K α	TAP	20	20
Mg	15	20	K α	TAP	10	10
Al	15	20	K α	TAP	10	10
Si	15	20	K α	TAP	10	10
P	15	20	K α	PET	10	10
K	15	20	K α	PET	10	10
Ca	15	20	K α	PET	10	10
Mn	15	20	K α	LIF	10	10
Fe	15	20	K α	LIF	10	10

Ejemplo heterosita: errores y limite de detección

Elementos	W%	Intervalo de confianza (W%)		Límite de detección (W%)	Error relativo (%)
Na	0,07	0,01	0,14	0,077	90,6
Mg	0,16	0,13	0,19	0,031	18,7
Al	0,00	0,00	0,02	0,024	5333,3
Si	0,05	0,04	0,07	0,022	30,7
P	20,47	20,04	20,90	0,059	2,1
K	0,01	0,00	0,03	0,028	153,2
Ca	0,20	0,17	0,23	0,026	14,6
Mn	10,47	10,18	10,75	0,078	2,7
Fe	26,43	26,01	26,85	0,068	1,6

Tabla 1.4.5. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica

<i>Serie montebrasita-ambligonita</i>			<i>Parámetros</i>			
Elementos	Corriente (nA)	Voltage (kV)	Línea	Cristal	Tiempo pico (sec)	Tiempo fondo (sec)
F	10	5	K α	TAP	20	20
Na	6	5	K α	TAP	20	20
Mg	10	5	K α	TAP	20	20
Al	10	5	K α	TAP	20	20
Si	10	5	K α	TAP	20	20
P	10	5	K α	PET	20	20
K	10	5	K α	PET	20	20
Ca	10	5	K α	PET	20	20
Mn	10	5	K α	LIF	20	20
Fe	10	5	K α	LIF	20	20

Ejemplo de la serie montebrasita-ambligonita: errores y límite de detección

Elementos	W%	Intervalo de confianza (W%)		Límite de detección (W%)	Error relativo (%)
F	2,84	2,57	3,10	0,206	9,4
Na	0,01	0,00	0,06	0,061	626,6
Mg	0,02	0,00	0,04	0,025	84,3
Al	18,73	18,52	18,93	0,029	1,1
Si	0,00	0,00	0,02	0,024	353,3
P	21,36	20,79	21,93	0,068	2,7
K	—	—	—	—	—
Ca	0,20	0,16	0,24	0,042	21,1
Mn	0,33	0,23	0,42	0,104	28,4
Fe	1,35	1,21	1,48	0,109	10,3

Tabla 1.4.6. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica

<i>Apatito</i>	<i>Parámetros</i>					
Elementos	Corriente (nA)	Voltage (kV)	Línea	Cristal	Tiempo pico (sec)	Tiempo fondo (sec)
F	10	5	K α	TAP	10	10
Na	10	5	K α	TAP	20	20
Mg	10	5	K α	TAP	10	10
Al	10	5	K α	TAP	10	10
Si	10	5	K α	TAP	10	10
P	10	5	K α	PET	10	10
K	10	5	K α	PET	10	10
Ca	10	5	K α	PET	10	10
Cr	10	5	K α	PET	10	10
Mn	10	5	K α	LIF	10	10
Fe	10	5	K α	LIF	10	10
Sr	10	5	L α	TAP	10	10

Ejemplo de apatito: errores y límite de detección

Elementos	W%	Intervalo de confianza (W%)		Límite de detección (W%)	Error relativo (%)
F	2,59	1,63	3,56	0,693	37,2
Na	0,72	0,57	0,87	0,122	20,5
Mg	0,03	0,00	0,06	0,052	141,7
Al	0,32	0,28	0,36	0,035	12,6
Si	0,08	0,06	0,11	0,031	30,4
P	17,27	16,65	17,89	0,090	3,6
K	0,02	0,00	0,05	0,042	121,0
Ca	35,08	34,62	35,54	0,063	1,3
Ti	0,01	0,00	0,04	0,047	542,1
Mn	1,36	1,18	1,54	0,088	13,1
Fe	2,35	2,13	2,57	0,123	9,4
Sr	0,32	0,24	0,41	0,105	26,6

Tabla 1.4.7. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica

<i>Minerales de Nb-Ta</i>			<i>Parámetros</i>			
Elementos	Corriente (nA)	Voltage (kV)	Línea	Cristal	Tiempo pico (sec)	Tiempo fondo (sec)
Na	6	20	K α	TAP	10	10
Mg	20	20	K α	TAP	10	10
Al	20	20	K α	TAP	10	10
Si	20	20	K α	TAP	10	10
K	20	20	K α	PET	10	10
Ca	20	20	K α	PET	10	10
Sc	20	20	K α	PET	10	10
Ti	20	20	K α	PET	10	10
Mn	20	20	K α	LIF	10	10
Fe	20	20	K α	LIF	10	10
Y	20	20	L β	TAP	10	10
Nb	20	20	L α	PET	10	10
Sn	20	20	L α	PET	10	10
Ta	20	20	L α	LIF	10	10
W	20	20	M α	TAP	10	10
Th	20	20	M α	PET	10	10
U	20	20	M α	PET	10	10

Ejemplo de minerales de Nb-Ta: errores y límite de detección

Elemento	W%	Intervalo de confianza (W%)		Límite de detección (W%)	Error relativo (%)
Na	—	—	—	—	—
Mg	0,05	0,03	0,07	0,028	40,9
Al	0,36	0,34	0,39	0,025	6,8
Si	1,49	1,44	1,53	0,043	3,0
K	—	—	—	—	—
Ca	1,16	1,12	1,21	0,030	4,0
Sc	—	—	—	—	—
Ti	3,72	3,65	3,79	0,036	1,9
Mn	1,60	1,50	1,71	0,074	6,5
Fe	14,89	14,63	15,15	0,073	1,8
Y	0,03	0,00	0,15	0,230	416,0
Nb	21,92	21,26	22,58	0,195	3,0
Sn	0,07	0,00	0,13	0,095	97,6
Ta	19,76	19,22	20,30	0,273	2,7
W	1,88	1,76	1,99	0,116	6,0
Th	1,32	1,12	1,51	0,200	15,0
U	1,37	1,19	1,55	0,186	13,1

Tabla 1.4.8. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica

<i>Casiterita</i>	<i>Parámetros</i>					
Elementos	Corriente (nA)	Voltage (kV)	Línea	Cristal	Tiempo pico (sec)	Tiempo fondo (sec)
Mg	20	20	K α	TAP	10	10
Ti	20	20	K α	PET	10	10
Mn	20	20	K α	LIF	10	10
Fe	20	20	K α	LIF	10	10
Y	20	20	L β	TAP	10	10
Nb	20	20	L α	PET	10	10
Sn	20	20	L α	PET	10	10
Ta	20	20	L α	LIF	10	10
W	20	20	M α	TAP	10	10
Sb	20	20	L α	PET	10	10

Ejemplo de Casiterita: errores y límite de detección

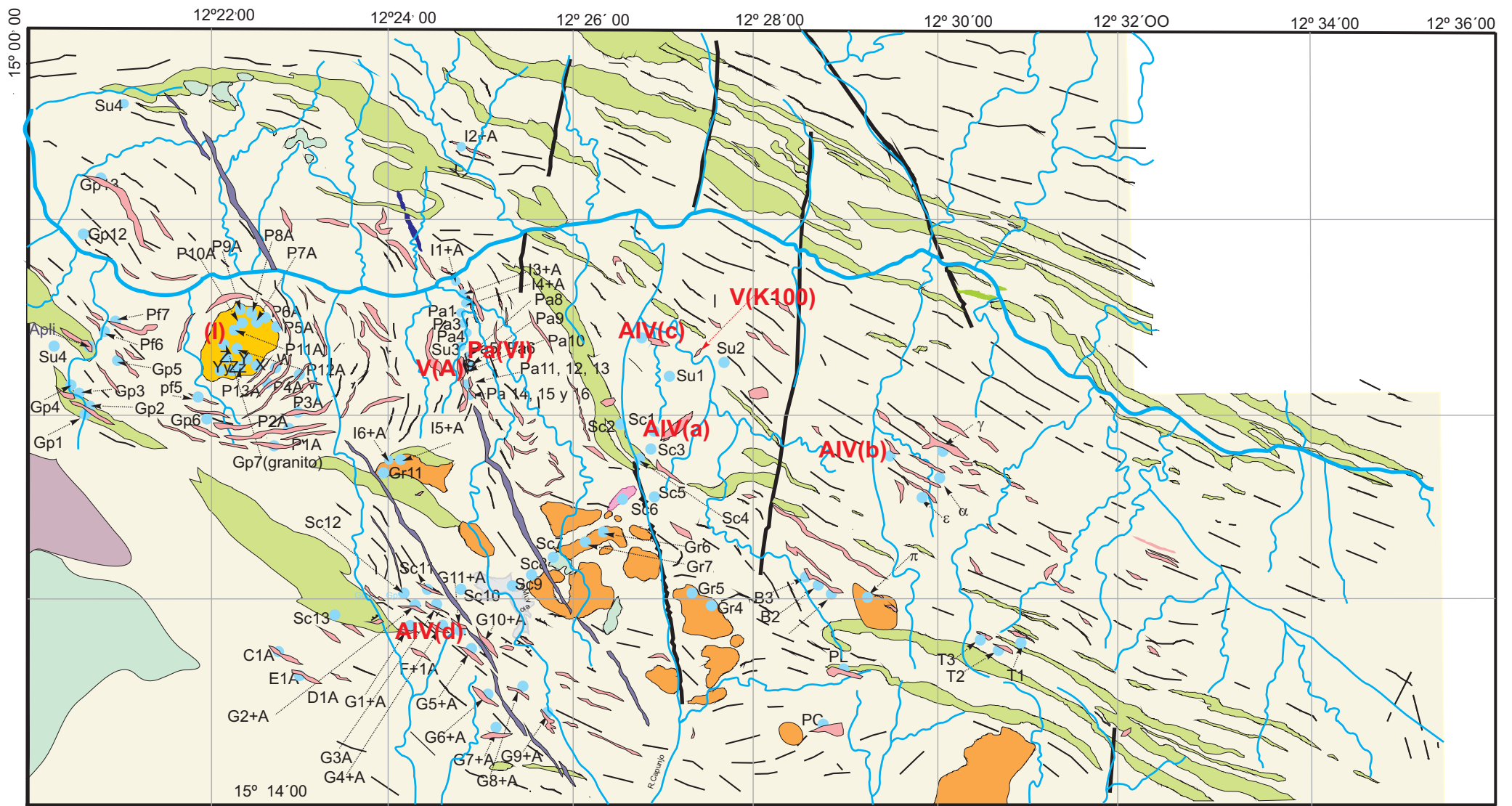
Elementos	W%	Intervalo de confianza (W%)		Límite de detección (W%)	Error relativo (%)
Mg	0,05	0,02	0,09	0,048	61,6
Ti	0,08	0,05	0,11	0,041	35,8
Mn	0,03	0,00	0,08	0,081	204,5
Fe	0,37	0,31	0,44	0,079	17,7
Y	0,00	0,00	0,13	0,190	4442,9
Nb	0,25	0,09	0,40	0,175	62,4
Sn	76,03	75,40	76,66	0,115	0,8
Sb	—	—	—	—	—
Ta	2,03	1,78	2,27	0,286	12,1

Tabla 1.4.9. Condiciones generales de análisis por microsonda electrónica

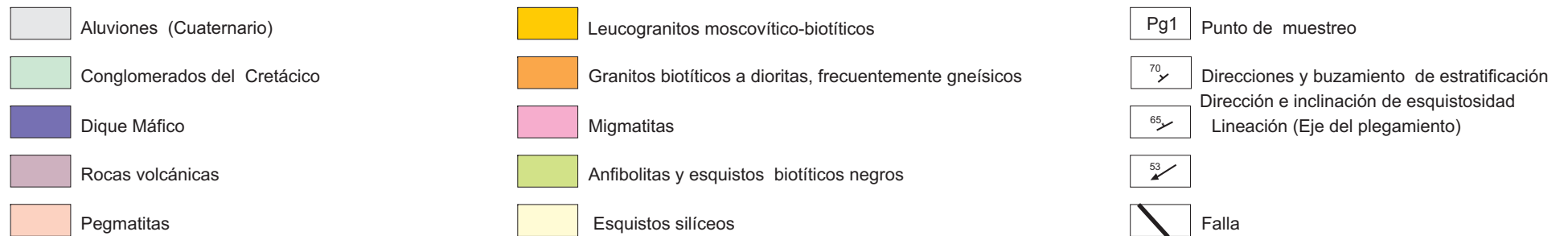
<i>Pirocloro</i>			<i>Parámetros</i>			
Elementos	Corriente (nA)	Voltage (kV)	Línea	Cristal	Tiempo pico (sec)	Tiempo fondo (sec)
F	15	20	K α	TAP	10	10
Na	6	20	K α	TAP	20	20
Mg	15	20	K α	TAP	10	10
S	15	20	K α	TAP	10	10
K	15	20	K α	TAP	10	10
Ca	15	20	K α	PET	10	10
Sc	15	20	K α	PET	10	10
Ti	15	20	K α	PET	10	10
Mn	15	20	K α	PET	10	10
Fe	15	20	K α	LIF	10	10
Cu	15	20	K α	LIF	10	10
Sr	15	20	L α	TAP	10	10
Y	15	20	L β	TAP	10	10
Nb	15	20	L α	PET	10	10
Sn	15	20	L α	PET	10	10
Cs	15	20	L α	PET	10	10
Ta	15	20	L α	LIF	10	10
W	15	20	M β	TAP	10	10
Pb	15	20	M β	PET	10	10
Bi	15	20	M β	PET	10	10
U	15	20	M β	PET	10	10

Ejemplo de pirocloro: errores y límites de detección

Elementos	W%	Intervalo de confianza (W%)		Límite de detección (W%)	Error relativo (%)
F	0,55	0,09	1,01	0,504	84,4
Na	0,23	0,17	0,29	0,066	26,9
Mg	0,04	0,02	0,06	0,032	58,2
S	0,29	0,24	0,34	0,043	18,0
K	0,20	0,16	0,24	0,041	19,7
Ca	0,08	0,05	0,12	0,037	38,8
Sc	0,05	0,01	0,09	0,045	75,8
Ti	0,26	0,23	0,29	0,041	13,1
Mn	3,85	3,68	4,02	0,087	4,5
Fe	10,68	10,42	10,94	0,097	2,5
Cu	—	—	—	—	—
Sr	0,68	0,54	0,83	0,172	21,5
Y	0,52	0,36	0,69	0,238	32,0
Nb	38,57	37,59	39,55	0,268	2,5
Sn	0,57	0,47	0,67	0,116	17,4
Sb	21,66	21,22	22,09	0,147	2,0
Cs	—	—	—	—	—
Ta	20,36	19,72	20,99	0,326	3,1
W	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—
U	1,73	1,22	2,24	0,554	29,7



MAPA GEOLOGICO Y MUESTREO DEL CAMPO DE GIRAÚL



Continuación de la tabla 3.2.2.

Diorita		Tonalita			Granodioritas								Leucomonzogranitos			Leucogranito siéntico				
Muestras		Migma	GR2	GR10	P10X	B3A2	GR11	GR4	GR5	GR6	GR7	GR1	P11B	XY1A	Y2A	P9A	BAT	P13A	P12A	P11A
Th	ppm	12,1	20,4	4,4	8,2	11,2	11,2	10,8	9,8	5,7	9,1	20,3	10,8	4,1	3,6	5	2,6	1,1	4,1	6,8
U	ppm	2,8	2	1,3	1,7	1,9	1,1	1,6	2,4	1,1	1,4	3,3	1,6	2,5	2,3	2,6	2,3	1,6	2	1,9
Cd	ppm	0,28	0,14	0,05	0,03	0,1	0,09	0,05	0,04	0,03	0,04	0,12	0,03	0,03	0,06	0,08	0,04	0,04	0,03	0,04
Sb	ppm	0,3	0,17	0,12	0,14	0,13	0,26	0,18	0,12	0,16	0,14	0,28	0,19	0,02	0,02	0,04	0,03	0,05	0,06	0,06
Bi	ppm	0,1	<.04	<.04	0,04	0,04	0,05	0,07	0,04	<.04	<.04	<.04	<.04	1,03	1,01	0,13	0,04	2,45	0,12	0,2
V	ppm	206	81	80	80	61	36	22	20	49	50	59	50	29	29	8	3	<.1	5	13
W	ppm	0,6	0,5	0,5	0,5	0,3	0,9	0,8	0,5	0,4	0,6	0,7	0,6	1	0,9	0,6	1	2,8	0,6	0,8
Be	ppm	2	2	2	1	2	1	2	2	1	1	2	2	3	3	1	2	4	2	1
Y	ppm	39,5	16,4	7,4	6	8,1	14,8	18,4	16	6,1	13,5	17,2	11,8	3	3	3,9	2,9	6,2	3,8	4,6
La	ppm	46	42	21	32	33	49	35	41	24	33	73	34	7	7	10	1	3	7	15
Ce	ppm	109,43	126,75	42,3	58,17	78,5	78,82	69,07	81,05	48,02	62,85	130,13	73,77	13,71	12,82	17,25	2,49	6,01	12,2	27,35
Pr	ppm	13,4	10,8	4,9	7,3	7,8	9,8	7,6	9,7	5,2	7	15	7,7	1,5	1,5	1,8	0,3	0,6	1,3	2,8
Nd	ppm	63,1	45,1	21,6	29,9	32,5	41,4	30,6	38,9	19,8	29,4	60,5	31,6	6,8	6	7,8	1,4	2	6	10,9
Sm	ppm	10,9	7	3,3	4	4,9	5,7	4,7	6,4	2,8	4,1	8,5	4,7	1,2	1,1	1,3	0,5	0,4	1	1,8
Eu	ppm	2,4	1,7	0,9	0,9	1,1	1,3	1,2	1,3	1	1,1	1,8	1,1	0,4	0,5	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4
Gd	ppm	9,1	5	2,7	2,6	3	4	4,3	4,4	2	2,9	5,4	3,2	1,2	1,1	1	0,4	0,4	0,8	1,4
Tb	ppm	1,3	0,7	0,3	0,3	0,4	0,6	0,6	0,6	0,2	0,5	0,7	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Dy	ppm	7,3	3,2	1,4	1,3	1,7	2,7	3,2	3,1	1,1	2,3	3,3	2,2	0,6	0,6	0,7	0,5	0,7	0,6	0,8
Ho	ppm	1,5	0,6	0,3	0,2	0,3	0,6	0,6	0,6	0,2	0,4	0,6	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2
Er	ppm	4,9	2	0,8	0,8	0,8	1,6	1,9	1,7	0,7	1,5	1,8	1,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,9	0,5	0,5
Tm	ppm	0,7	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	<.1	<.1	0,2	0,1	0,1
Yb	ppm	4,6	1,9	0,7	0,7	0,8	1,3	1,8	1,8	0,7	1,5	1,8	1,3	0,5	0,4	0,5	0,2	2,4	0,4	0,5
Lu	ppm	0,6	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	<.1	<.1	0,3	<.1	<.1

Tabla 3.2.1 Análisis químicos de los granitoides del campo de Giraúl, analizados por FRX; los elementos mayores están expresados en % del óxido correspondiente.

<i>Diorita</i>		<i>Tonalita</i>			<i>Granodiorita</i>								<i>Leucomonzogranito</i>		<i>Leucogranito sienítico</i>			
Muestra	MG	GR02	GR10	P10X	B3A2	GR11	GR04	GR05	GR06	GR07	GR01	P11B	XY1A	GP9A	BATG	P13A	P12A	P11A
SiO ₂	60,56	61,67	66,92	64,18	67,09	68,36	71,92	69,86	69,86	67,71	67,43	68,57	74,65	74,28	76,35	76,11	75,51	74,29
Al ₂ O ₃	15,96	15,65	14,70	15,00	14,88	15,45	14,31	14,40	13,66	14,03	15,14	14,79	12,95	13,79	13,71	13,79	13,26	13,65
Fe ₂ O _{3t}	6,25	5,66	4,29	4,48	4,30	3,94	2,78	2,85	3,55	3,75	4,16	4,02	2,69	1,08	0,52	1,08	1,00	1,35
MnO	0,07	0,08	0,06	0,04	0,07	0,07	0,07	0,06	0,04	0,07	0,08	0,07	0,02	0,02	0,01	0,11	0,01	0,02
MgO	3,12	2,17	2,09	2,03	1,67	1,29	0,93	0,94	1,45	1,50	1,46	1,43	0,71	0,32	0,26	0,28	0,34	0,35
CaO	5,58	4,59	4,61	4,59	4,17	3,66	2,76	2,50	3,84	3,74	3,60	3,42	1,32	1,49	0,88	0,64	1,07	1,23
Na ₂ O	3,19	3,51	4,04	3,40	3,89	3,43	3,83	3,27	3,29	3,19	3,47	3,53	3,69	4,09	4,33	4,24	4,05	4,31
K ₂ O	1,94	2,54	2,50	1,72	2,63	3,09	3,56	4,21	2,00	2,94	2,96	3,23	4,29	4,33	4,08	4,40	4,67	4,02
TiO ₂	0,75	0,66	0,47	0,55	0,52	0,38	0,26	0,27	0,35	0,36	0,46	0,45	0,27	0,10	0,04	0,01	0,08	0,12
P ₂ O ₅	0,29	0,29	0,17	0,22	0,23	0,19	0,16	0,17	0,14	0,17	0,21	0,21	0,07	0,04	0,02	0,19	0,07	0,04
LOI	1,30	1,27	1,06	1,16	0,75	1,18	1,14	1,30	1,08	1,10	1,24	0,89	0,99	1,44	0,75	0,86	0,78	0,72
Total	99,01	98,09	100,90	97,37	100,19	101,06	101,71	99,82	99,24	98,56	100,19	100,60	101,64	100,97	100,95	101,72	100,85	100,10
Al/(K+Na+Ca)	0,91	0,93	0,83	0,95	0,88	0,99	0,94	0,99	0,94	0,92	0,98	0,95	0,99	0,98	1,04	1,07	0,97	1,00
Al/(K+Na)	1,61	2,01	1,70	1,84	1,41	1,45	1,80	1,67	1,57	1,72	1,59	2,17	1,19	1,19	1,17	1,13	1,21	1,21

Tabla.3.2.3a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de anfíboles en la diorita asociada al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 15 cationes (excluidos Na,K). El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y de Fe^{3+} han sido calculadas a partir de balance de cargas. Al (IV) representa la proporción de aluminio en la posición tetraédrica; Al(VI), la de aluminio en coordinación octaédrica.

Muestras	b3a2-1	b3a2-2	b3a2-3	b3a2-4	b3a2-7	b3a2-8	b3a2-9	b3a2-11	b3a2-16	b3a2-17	b3a2-18	b3a2-19	b3a2-20	b3a2-21	b3a2-22	b3a2-23
SiO ₂	41,51	41,35	41,63	41,29	41,41	40,61	41,87	40,78	40,61	40,36	41,16	41,09	41,64	41,37	41,55	41,35
Al ₂ O ₃	11,45	11,75	11,3	11,35	11,27	12,25	11,93	11,71	11,06	11,27	11,45	11,48	11,07	11,32	11,14	11,41
TiO ₂	0,75	0,64	0,82	0,74	0,69	0,52	0,68	0,54	0,67	0,95	0,78	0,63	0,97	0,94	0,9	0,88
MgO	7,99	7,91	7,97	7,68	8,15	7,55	7,79	7,81	8,07	7,84	7,98	7,98	8,21	7,97	8,12	7,94
MnO	0,67	0,69	0,72	0,69	0,68	0,69	0,67	0,65	0,64	0,71	0,74	0,65	0,66	0,72	0,80	0,75
FeOt	20,31	20,87	20,59	20,34	19,98	21,33	20,26	20,81	20,77	20,53	20,17	20,33	20,42	20,23	20,53	20,41
FeO	14,41	13,99	14,60	14,57	13,98	13,97	14,81	13,54	12,91	13,28	13,62	13,63	14,09	14,19	13,93	14,16
Fe ₂ O ₃	6,56	7,64	6,65	6,41	6,67	8,18	6,05	8,08	8,74	8,06	7,28	7,45	7,03	6,71	7,34	6,94
CaO	11,62	11,65	11,63	11,52	11,55	11,61	11,66	11,59	11,68	11,66	11,66	11,66	11,69	11,64	11,67	11,56
Na ₂ O	1,46	1,29	1,40	1,39	1,27	1,39	1,37	1,47	1,37	1,42	1,38	1,32	1,28	1,30	1,39	1,43
K ₂ O	1,26	1,27	1,34	1,20	1,31	1,37	1,25	1,26	1,23	1,26	1,18	1,25	1,26	1,25	1,26	1,23
H ₂ O	1,94	1,94	1,94	1,92	1,92	1,93	1,95	1,92	1,91	1,91	1,92	1,92	1,94	1,93	1,94	1,93
Total	99,62	100,13	100,01	98,76	98,90	100,07	100,04	99,35	98,89	98,72	99,15	99,06	99,84	99,34	100,04	99,59
Si	6,37	6,31	6,37	6,39	6,38	6,22	6,38	6,28	6,28	6,26	6,33	6,33	6,36	6,36	6,35	6,35
Al (IV)	1,63	1,69	1,63	1,61	1,62	1,78	1,62	1,72	1,72	1,74	1,67	1,67	1,64	1,64	1,65	1,65
Sum t	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al(VI)	0,44	0,42	0,41	0,46	0,43	0,44	0,52	0,41	0,30	0,32	0,41	0,41	0,36	0,41	0,35	0,41
Ti	0,09	0,07	0,09	0,09	0,08	0,06	0,08	0,06	0,08	0,11	0,09	0,07	0,11	0,11	0,10	0,10
Fe ³⁺	0,76	0,88	0,77	0,75	0,77	0,94	0,69	0,94	1,02	0,94	0,84	0,86	0,81	0,78	0,84	0,80
Mg	1,83	1,80	1,82	1,77	1,87	1,72	1,77	1,79	1,86	1,81	1,83	1,83	1,87	1,83	1,85	1,82
Fe ²⁺	1,85	1,79	1,87	1,89	1,80	1,79	1,89	1,74	1,67	1,72	1,75	1,76	1,80	1,82	1,78	1,82
Mn	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,09	0,07	0,06	0,05	0,06	0,07	0,05
Total en C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04
Ca	1,91	1,90	1,91	1,91	1,91	1,91	1,90	1,91	1,94	1,94	1,92	1,92	1,91	1,92	1,91	1,90
Na	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06
Total en B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06
K	0,25	0,25	0,26	0,24	0,26	0,27	0,24	0,25	0,24	0,25	0,23	0,25	0,25	0,24	0,25	0,24
Total en A	0,31	0,30	0,32	0,29	0,31	0,33	0,30	0,31	0,30	0,31	0,29	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30

Tabla.3.2.3b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de anfíboles en el encajante anfibolítico de la pegmatita de tipo III. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 13 cationes (excluidos Ca,Na,K). El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y de Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas. Al (IV) representa la proporción de aluminio en la posición tetraédrica; Al(VI), la de aluminio en coordinación octaédrica.

	Roca encajante de pegmatitas de tipo III			
Muestras	pa12-24	pa12-25	pa12-26	pa12-27
SiO ₂	49,57	51,15	47,69	49,36
Al ₂ O ₃	6,17	4,84	8,30	6,80
TiO ₂	0,34	0,35	0,66	0,50
FeO	10,81	12,73	14,17	13,51
MgO	14,08	14,94	12,82	13,60
MnO	0,34	0,28	0,27	0,26
CaO	11,98	12,39	12,02	12,12
Na ₂ O	0,71	0,55	0,96	0,77
K ₂ O	0,28	0,25	0,51	0,40
H ₂ O	2,04	2,07	2,04	2,05
Total	99,00	99,55	99,44	99,37
Si	7,26	7,40	6,99	7,20
Al (IV)	0,74	0,60	1,01	0,80
Sum t	8,00	8,00	8,00	8,00
Al(VI)	0,32	0,23	0,42	0,36
Ti	0,04	0,04	0,07	0,05
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	3,07	3,22	2,80	2,96
Fe ²⁺	1,57	1,51	1,71	1,62
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
sum C	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,05	0,03	0,03	0,02
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03
Ca	1,88	1,92	1,89	1,89
Na	0,03	0,01	0,05	0,05
Total en B	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,03	0,04	0,03	0,01
K	0,05	0,05	0,10	0,07
	0,08	0,08	0,13	0,09
Total en A	15,08	15,08	15,13	15,09

Tabla3.2.3c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de anfíboles en el encajante de las pegmatitas de tipo IV. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 15 cationes; recalculado por su promedio (excluidos Na,K). El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y de Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas. Al (IV) representa la proporción de aluminio en la posición tetraédrica; Al(VI), la de aluminio en coordinación octaédrica.

Roca encajante de pegmatitas de tipo IV													
Muestras	a1-2.	a1-5.	a1-6.	a1-7.	a1-8.	a1-9.	a1-10.	a21-1.	a21-4.	a21-5.	a21-7.	a21-8.	a21-9.
SiO ₂	49,29	48,36	50,05	47,78	47,82	47,13	47,62	42,92	43,13	42,94	43,85	44,04	43,45
Al ₂ O ₃	7,61	8,55	6,79	8,75	9,24	9,64	8,57	11,16	10,72	10,87	10,32	9,93	10,88
TiO ₂	0,29	0,38	0,26	0,37	0,42	0,50	0,39	0,79	0,84	0,84	0,72	0,76	0,74
FeO	12,45	13,02	11,84	13,23	13,10	13,52	12,66	18,93	17,93	18,50	18,54	18,17	18,52
MgO	14,31	13,85	14,85	13,74	13,51	13,28	13,89	8,87	9,13	9,03	9,36	9,79	9,21
MnO	0,17	0,18	0,22	0,23	0,19	0,15	0,18	0,48	0,48	0,42	0,40	0,47	0,44
CaO	12,05	12,08	12,23	11,81	12,16	12,10	12,12	11,56	11,60	11,69	11,61	11,81	11,71
Na ₂ O	1,01	1,18	0,92	1,10	1,20	1,29	1,09	1,36	1,17	1,29	1,24	1,21	1,22
K ₂ O	0,21	0,28	0,22	0,28	0,34	0,35	0,29	1,22	1,22	1,20	1,09	1,00	1,24
H ₂ O	2,07	2,06	2,07	2,05	2,06	2,06	2,04	1,96	1,95	1,96	1,97	1,97	1,97
Total	99,46	99,94	99,45	99,34	100,04	100,02	98,85	99,25	98,17	98,74	99,10	99,15	99,38
Si	7,12	6,98	7,21	6,95	6,91	6,83	6,95	6,53	6,61	6,55	6,65	6,67	6,59
Al (IV)	0,88	1,02	0,79	1,05	1,09	1,17	1,05	1,47	1,39	1,45	1,35	1,33	1,41
Sum t	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al(VI)	0,42	0,44	0,37	0,45	0,48	0,47	0,43	0,53	0,54	0,51	0,49	0,44	0,53
Ti	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,09	0,10	0,10	0,08	0,09	0,08
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	3,08	2,98	3,19	2,98	2,91	2,87	3,02	2,01	2,08	2,05	2,12	2,21	2,08
Fe ²⁺	1,47	1,54	1,42	1,53	1,56	1,60	1,51	2,37	2,28	2,34	2,31	2,27	2,31
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
sum C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,03	0,03	0,01	0,08	0,02	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04
Mn	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06
Ca	1,86	1,87	1,89	1,84	1,88	1,88	1,90	1,88	1,90	1,91	1,89	1,91	1,90
Na	0,08	0,08	0,07	0,05	0,08	0,07	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00
Total en B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,04	0,05	0,09	0,08	0,09	0,08	0,11	0,10
K	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,06	0,05	0,24	0,24	0,23	0,21	0,19	0,24
Total en A	15,04	15,07	15,05	15,09	15,09	15,11	15,10	15,33	15,32	15,33	15,29	15,30	15,34

Tabla 3.2.3b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granates en granitoides del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. Las proporciones de Fe²⁺ y Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas.

Granates en granodioritas				
Oxido	GR5-9	GR5-10	GR5-11	GR5-12
SiO ₂	37,23	37,19	36,88	36,98
Al ₂ O ₃	21,37	21,23	21,34	21,51
TiO ₂	0	0,02	0,03	0
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0
FeO	34,5	34,26	34,49	34,73
MgO	1,42	1,49	1,67	1,73
MnO	6,64	6,91	6,32	6,14
CaO	0,77	0,83	0,9	0,88
Total	101,96	101,96	101,63	101,99
Si	2,99	2,98	2,97	2,96
Al ₂	2,02	2,01	2,02	2,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	2,31	2,30	2,32	2,33
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,17	0,18	0,20	0,21
Mn	0,45	0,47	0,43	0,42
Ca	0,07	0,07	0,08	0,08
Piropo	6,89	7,37	7,79	7,59
Almandino	5,89	6,13	6,70	6,92
Spessartina	80,32	79,10	77,66	77,91
Andradita	0,00	0,04	0,06	0,00
Grosularia	6,89	7,37	7,79	7,59
Uvarovita	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla 3.2.4a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granates en granitoides del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. Las proporciones de Fe²⁺ y Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas.

granate de leucomonzogranitos																
Muestras	Y1AII-62	Y1AII-63	Y1AII-64	Y1AII-65	Y1AII-66	Y1AII-67	Y1AII-68	Y1AII-69	Y1AII-72	Y1AII-73	Y1AII-74	Y1AII-75	Y1AII-76	Y1AII-77	Y1AII-78	Y1AII-79
SiO ₂	36,53	36,47	36,32	36,02	36,54	36,32	36,65	36,47	36,38	36,29	36,45	36,12	35,97	36,38	35,45	36,04
Al ₂ O ₃	21,14	21,14	21,00	21,04	20,96	20,81	20,96	21,08	21,19	20,80	20,83	20,65	20,77	21,17	21,50	21,16
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,02	0,05	0,05	0,03	0,01	0,02	0,04	0,00	0,02	0,05	0,00	0,01	0,03	0,01	0,04	0,02
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
FeO	33,68	34,42	34,46	34,38	33,15	34,57	34,30	34,16	34,50	34,47	34,07	34,33	33,83	34,37	34,91	34,70
MgO	0,77	0,94	0,88	0,86	0,70	0,97	0,84	0,80	0,97	1,04	0,96	0,84	0,87	1,50	1,58	1,04
MnO	8,95	7,55	8,02	7,58	8,93	7,61	7,71	7,82	7,51	7,30	7,80	7,72	7,88	6,64	5,84	6,06
CaO	0,38	0,32	0,37	0,40	0,39	0,36	0,46	0,44	0,37	0,40	0,38	0,39	0,43	0,73	0,89	0,74
Total	101,51	100,91	101,11	100,31	100,69	100,67	100,97	100,84	100,99	100,37	100,49	100,07	99,79	100,80	100,21	99,76
Si	2,97	2,97	2,96	2,96	2,98	2,97	2,98	2,97	2,96	2,97	2,98	2,97	2,97	2,96	2,91	2,96
Al	2,02	2,03	2,02	2,04	2,02	2,01	2,01	2,03	2,03	2,01	2,01	2,00	2,02	2,03	2,08	2,05
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,29	2,34	2,35	2,36	2,26	2,37	2,34	2,33	2,35	2,36	2,33	2,36	2,33	2,34	2,39	2,38
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,09	0,11	0,11	0,11	0,09	0,12	0,10	0,10	0,12	0,13	0,12	0,10	0,11	0,18	0,19	0,13
Mn	0,62	0,52	0,55	0,53	0,62	0,53	0,53	0,54	0,52	0,51	0,54	0,54	0,55	0,46	0,41	0,42
Ca	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,06	0,08	0,07
Piropo	3,02	3,73	3,45	3,40	2,78	3,81	3,30	3,17	3,83	4,10	3,79	3,32	3,45	5,74	5,99	4,07
Almandino	74,03	76,63	75,75	76,18	73,86	76,16	75,59	75,96	76,42	76,26	75,47	76,14	75,25	73,79	74,18	76,25
Spessartina	19,93	17,02	17,86	17,01	20,15	16,98	17,21	17,61	16,85	16,36	17,50	17,34	17,75	14,44	12,57	13,49
Andradita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Grosularia	2,93	2,55	2,85	3,41	3,15	3,05	3,90	3,00	2,77	3,21	3,24	3,14	3,49	6,02	7,27	6,16
Uvarovita	0,09	0,06	0,09	0,00	0,06	0,00	0,00	0,25	0,13	0,06	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00	0,03

Tabla. 3.2.4b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granates en granitoides del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. Las proporciones de Fe²⁺ y Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas.

Muestras	granate en leucomonzogranitos											granate de leucogranitos sieníticos				
	yy1a1-4	yy1a1-5	yy1a1-6	yy1a1-7	yy1a1-8	yy1a1-9	yy1a1-10	yy1a1-11	yy1a1-12	yy1a1-13	yy1a1-14	p11a-6	p11a-7	p11a-8	p11a-9	p11a-10
SiO ₂	36,43	36,24	36,18	36,70	35,91	35,37	35,75	36,03	35,93	36,08	35,79	35,65	36,48	36,66	37,23	37,19
Al ₂ O ₃	20,89	20,91	20,87	20,72	20,96	20,99	20,86	21,07	20,81	20,59	20,83	21,54	21,23	21,23	21,37	21,23
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,06	0,05	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	34,56	35,15	34,98	34,58	33,76	30,69	31,20	31,55	29,78	31,57	32,13	34,63	34,68	34,31	34,50	34,26
MgO	1,24	1,22	1,09	1,03	0,71	0,83	0,94	0,94	0,83	0,94	1,00	1,72	1,53	1,62	1,42	1,49
MnO	5,77	6,22	6,43	6,88	8,16	10,39	9,96	9,82	11,24	9,48	9,14	6,01	6,09	6,24	6,64	6,91
CaO	0,84	0,83	0,75	0,67	0,64	0,79	0,70	0,61	0,79	0,60	0,67	0,82	0,62	0,69	0,77	0,83
Total	99,81	100,62	100,32	100,77	100,16	99,06	99,42	100,06	99,38	99,28	99,58	100,40	100,66	100,80	101,96	101,96
Si	2,98	2,96	2,96	2,99	2,95	2,94	2,96	2,96	2,97	2,98	2,96	2,91	2,97	2,97	2,99	2,98
Al	2,02	2,01	2,01	1,99	2,03	2,05	2,03	2,04	2,03	2,01	2,03	2,07	2,03	2,03	2,02	2,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,37	2,40	2,40	2,36	2,32	2,13	2,16	2,17	2,06	2,18	2,22	2,37	2,36	2,33	2,31	2,30
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,15	0,15	0,13	0,13	0,09	0,10	0,12	0,12	0,10	0,12	0,12	0,21	0,19	0,20	0,17	0,18
Mn	0,40	0,43	0,45	0,47	0,57	0,73	0,70	0,68	0,79	0,66	0,64	0,42	0,42	0,43	0,45	0,47
Ca	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,07	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07	0,07
Piropo	4,83	4,66	4,21	4,07	2,78	3,25	3,68	3,69	3,25	3,72	3,90	6,53	5,94	6,26	5,42	5,64
Almandino	75,57	75,31	75,80	76,57	74,16	67,49	68,42	69,45	65,35	70,14	70,32	73,78	75,46	74,31	73,85	72,73
Spessartina	12,78	13,50	14,11	15,43	18,15	23,14	22,12	21,89	24,98	21,33	20,26	12,97	13,42	13,69	14,40	14,86
Andradita	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Grosularia	6,69	6,38	5,69	3,34	4,66	5,84	5,71	4,88	6,29	4,65	5,45	6,72	5,19	5,74	6,34	6,77
Uvarovita	0,12	0,15	0,18	0,22	0,25	0,28	0,06	0,09	0,12	0,16	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.3.2.4 c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granates en granitoides del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. Las proporciones de Fe²⁺ y Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas.

granate en leucogranitos sieníticos																
Muestras	p11a-11	p11a-12	p11a-13	p11a-14	p11a-15	p11a-16	p11a-17	p11a-18	p11a-19	p11a-20	p8a-4	p8a-5	p8a-6	p8a-7	p8a-8	p8a-9
SiO ₂	36,88	36,98	36,38	35,45	35,65	36,48	36,66	37,23	37,19	36,88	36,73	36,42	36,35	36,19	36,46	35,91
Al ₂ O ₃	21,34	21,51	21,17	21,50	21,54	21,23	21,23	21,37	21,23	21,34	21,10	21,02	20,82	20,77	20,97	20,84
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,08	0,00
TiO ₂	0,03	0,00	0,01	0,04	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03	0,03	0,06	0,06	0,04	0,01	0,06
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	34,49	34,73	34,37	34,91	34,63	34,68	34,31	34,50	34,26	34,49	28,74	29,00	28,84	29,06	29,40	29,25
MgO	1,67	1,73	1,50	1,58	1,72	1,53	1,62	1,42	1,49	1,67	0,93	0,98	1,13	1,13	0,93	1,13
MnO	6,32	6,14	6,64	5,84	6,01	6,09	6,24	6,64	6,91	6,32	12,46	12,23	11,69	11,85	12,37	11,18
CaO	0,90	0,88	0,73	0,89	0,82	0,62	0,69	0,77	0,83	0,90	1,25	1,55	1,62	1,48	1,34	1,38
Total	101,63	101,99	100,80	100,21	100,40	100,66	100,80	101,96	101,96	101,63	101,24	101,28	100,55	100,65	101,56	99,75
Si	2,97	2,96	2,96	2,91	2,91	2,97	2,97	2,99	2,98	2,97	2,95	2,96	2,97	2,96	2,96	2,95
Al	2,02	2,03	2,03	2,08	2,07	2,03	2,03	2,02	2,01	2,02	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	2,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,32	2,33	2,34	2,39	2,37	2,36	2,33	2,31	2,30	2,32	1,93	1,97	1,97	1,99	1,99	2,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,20	0,21	0,18	0,19	0,21	0,19	0,20	0,17	0,18	0,20	0,11	0,12	0,14	0,14	0,11	0,14
Mn	0,43	0,42	0,46	0,41	0,42	0,42	0,43	0,45	0,47	0,43	0,85	0,84	0,81	0,82	0,85	0,78
Ca	0,08	0,08	0,06	0,08	0,07	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,13	0,14	0,13	0,12	0,12
Piropo	6,29	6,50	5,74	5,99	6,53	5,94	6,26	5,42	5,64	6,29	3,69	3,56	4,13	4,16	3,42	4,21
Almandino	72,87	73,25	73,79	74,18	73,78	75,46	74,31	73,85	72,73	72,87	63,97	59,07	59,07	60,06	60,64	61,07
Spessartina	13,52	13,12	14,44	12,57	12,97	13,42	13,69	14,40	14,86	13,52	28,09	25,23	24,25	24,80	25,84	23,64
Andradita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,22	0,15	0,00
Grosularia	7,31	7,13	6,02	7,27	6,72	5,19	5,74	6,34	6,77	7,31	1,03	12,14	12,50	10,75	9,95	11,08
Uvarovita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.3.2.5e. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circón en leucogranitos sieníticos asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos.

Circón en los leucogranitos sieníticos									
Muestras	p11a-27	p11a-28	p11a-29	p11a-31	p11a-32	p11a-34	p11a-35	p11a-36	p11a-37
SiO ₂	31,76	32,12	30,81	32,01	30,10	32,44	30,28	32,57	31,63
TiO ₂	0,04	0,01	0,00	0,03	0,14	0,01	0,00	0,03	0,07
ZrO ₂	65,91	66,35	64,16	65,35	63,00	65,61	61,73	65,76	64,44
HfO ₂	1,23	1,30	1,50	1,22	1,32	1,10	1,01	1,36	1,24
ThO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,13	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,06
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,94	0,00	0,00	0,00	0,00
U ₂ O ₃	0,00	0,00	0,05	0,02	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02
CaO	0,03	0,02	0,15	0,00	0,36	0,19	3,95	0,05	0,10
FeO	0,62	0,57	0,80	0,76	0,90	0,05	0,06	0,12	0,16
Total	99,59	100,37	97,60	99,39	97,22	99,40	97,03	99,93	97,72
Si	0,98	0,99	0,98	0,99	0,96	1,00	0,96	1,00	0,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	1,00	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,96	0,98	0,99
Hf	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
U2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,13	0,00	0,00
Fe	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.3.2.5f. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circón en leucomonzogranito asociado al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos.

Circón en leucomonzogranito									
Muestras	y2a -24	y2a -25	y2a -28	y2a -29	y2a -32	y2a -33	y2a -34	y2a -35	y2a -36
SiO ₂	30,06	31,10	30,74	31,07	30,79	31,05	30,75	31,71	30,36
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO ₂	65,74	65,51	65,83	65,71	63,81	64,52	63,65	63,24	63,23
HfO ₂	1,80	1,83	2,85	2,90	1,77	1,87	2,22	2,93	3,94
ThO ₂	0,08	0,03	0,15	0,26	0,00	0,08	0,09	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	0,33	0,45	0,04	0,05	0,14	0,12	0,86	0,60	0,19
Y ₂ O ₃	0,04	0,09	0,00	0,00	0,90	0,13	0,60	0,63	0,00
U ₂ O ₃	0,20	0,04	0,15	0,21	0,66	0,89	0,59	0,63	0,15
CaO	0,01	0,08	0,05	0,04	0,08	0,42	0,21	0,58	0,22
FeO	0,28	0,49	0,08	0,11	0,13	0,14	0,62	0,43	0,08
Total	98,54	99,62	99,89	100,35	98,28	99,22	99,59	100,75	98,21
Si	0,95	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,96	0,98	0,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	1,02	0,99	1,01	1,00	0,98	0,99	0,97	0,95	0,98
Hf	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
U2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00

Tabla 3.3.8a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circones en tonalitas y granodioritas asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos.

Circones en tonalitas							Circones en granodioritas						
Muestras	Gr2-28	Gr2-30	Gr10-3	Gr10-5	Gr10-6	Gr10-8	Gr10-9	Gr10-14	Gr1-40	Gr1-41	Gr1-42	Gr4-15	Gr4-16
SiO ₂	30,93	30,65	31,84	31,96	32,14	32,04	32,08	32,21	29,63	29,61	29,84	32,24	32,20
TiO ₂	0,06	0,09	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,10	0,14	0,12	0,03	0,40
ZrO ₂	64,08	61,96	64,48	65,24	65,90	65,44	65,18	64,89	59,24	59,60	59,27	64,29	64,70
HfO ₂	1,75	1,74	1,46	1,12	1,24	1,07	1,53	1,21	1,59	1,61	1,46	1,26	1,44
ThO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,33	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,50	0,46	0,62	0,08	0,09
Y ₂ O ₃	0,34	0,17	0,07	0,00	0,00	0,06	0,00	0,15	1,02	1,02	1,15	0,01	0,00
U ₂ O ₃	0,21	0,22	0,16	0,08	0,01	0,05	0,00	0,02	0,18	0,19	0,25	0,10	0,17
CaO	0,04	0,34	0,08	0,07	0,03	0,05	0,03	0,00	0,45	0,41	0,60	0,04	0,24
FeO	0,43	0,97	0,49	0,34	0,26	0,28	0,49	0,77	1,16	1,15	1,30	0,84	1,03
Total	97,84	96,47	98,66	98,86	99,62	99,04	99,35	99,37	93,87	94,19	94,61	98,89	100,27
Si	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,98	0,97	0,97	1,00	0,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Zr	0,99	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,95	0,96	0,94	0,97	0,97
Hf	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
Y	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
U2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03

Tabla.3.3.8b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circones en tonalitas y granodioritas asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos.

Circones en granodioritas													
Muestras	Gr4-18	Gr4-19	Gr5-2	Gr5-3	Gr5-4	Gr5-6	Gr5-7	Gr5-8	Gr5-18	Gr5-22	Gr5-24	Gr5-25	Gr7-12
SiO ₂	31,80	32,02	31,99	32,39	32,28	31,95	32,34	32,45	32,30	32,39	32,19	32,31	31,53
TiO ₂	0,06	0,08	0,04	0,04	0,01	0,03	0,00	0,03	0,02	0,04	0,02	0,06	0,03
ZrO ₂	64,84	64,98	66,39	66,60	66,71	65,48	66,53	66,40	65,56	65,54	65,78	65,74	64,24
HfO ₂	1,33	1,13	1,37	1,32	1,33	1,31	1,49	1,46	1,34	1,15	1,30	1,16	1,50
ThO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	0,40	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21
U ₂ O ₃	0,12	0,01	0,01	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24
CaO	0,09	0,00	0,06	0,00	0,01	0,05	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,03
FeO	0,94	0,85	0,28	0,23	0,22	0,19	0,28	0,45	0,80	0,25	0,17	0,37	0,59
Total	99,63	99,09	100,14	100,58	100,60	99,08	100,64	100,81	100,08	99,39	99,49	99,65	98,37
Si	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	32,34	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,98	0,98	1,00	0,99	1,00	0,99	66,53	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98
Hf	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	1,49	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02

Tabla.3.2.6.3a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespatos en leucogranitos sieníticos y leucomonzogranitos asociados al campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Feldespatos en leucogranito sienítico</i>										
Muestras	bi-24	bi-25	bi-26	bi-27	bi-28	bi-29	bi-30	bi-31	bi-32	bi-33
SiO ₂	63,85	63,62	63,63	64,17	64,12	63,85	67,03	67,35	67,16	67,65
TiO ₂	0,03	0,03	0,03	0	0	0,03	0,02	0	0,01	0
Al ₂ O ₃	18,42	18,41	18,37	18,39	18,25	18,27	19,35	19,2	19,62	19,11
MgO	0	0,01	0	0	0,01	0	0,02	0	0	0
CaO	0,06	0,04	0,05	0	0,01	0,04	0,42	0,24	0,24	0,19
MnO	0	0	0,07	0	0	0	0	0,01	0,05	0
FeO	0,02	0	0,02	0,01	0,03	0,06	0	0	0	0,02
Na ₂ O	1,01	0,66	1,07	0,54	1,12	0,64	12,29	12,12	12,22	12,16
K ₂ O	15,28	15,54	15,14	15,83	15,08	15,61	0,07	0,08	0,14	0,08
Total	98,67	98,32	98,39	98,94	98,61	98,49	99,2	98,99	99,43	99,22
Si	2,99	2,99	2,98	2,99	3,00	2,99	2,97	2,98	2,96	2,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,01	1,02	1,02	1,01	1,00	1,01	1,01	1,00	1,02	0,99
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,06	0,10	0,05	0,10	0,06	1,05	1,04	1,05	1,04
K	0,91	0,93	0,91	0,94	0,90	0,93	0,00	0,00	0,01	0,00
<i>Ab en leucogranito sienítico</i>			<i>Feldespatos en leucomonzogranitos</i>							
Muestras	bi-36	bi-37	yy1a1-34	yy1a1-35	yy1a1-36	yy1a1-37	yy1a1-38	yy1a1-39	yy1a1-40	yy1a1-41
SiO ₂	66,86	66,99	64,88	65,53	65,86	65,46	65,48	65,24	64,39	64,18
TiO ₂	0,03	0	0	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	19,81	19,75	21,55	21,59	21,6	21,5	21,87	21,85	18,74	18,66
MgO	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0
CaO	0,6	0,53	2,61	2,36	2,23	2,31	2,49	2,65	0,04	0
MnO	0,01	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0,02	0
FeO	0,03	0,01	0,06	0	0	0	0,02	0	0,02	0
Na ₂ O	11,78	11,77	10,56	10,84	10,84	10,77	10,74	10,43	0,69	0,66
K ₂ O	0,07	0,06	0,14	0,13	0,16	0,07	0,14	0,08	15,5	15,52
Total	99,19	99,11	99,8	100,51	100,72	100,13	100,76	100,27	99,41	99,03
Si	2,96	2,96	2,87	2,87	2,88	2,88	2,87	2,87	2,99	2,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,03	1,03	1,12	1,12	1,11	1,11	1,13	1,13	1,02	1,02
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,03	0,12	0,11	0,10	0,11	0,12	0,12	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,01	1,01	0,90	0,92	0,92	0,92	0,91	0,89	0,06	0,06
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,92	0,92

Tabla.3.2.6.3b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldspatos en leucomonzogranitos asociados al campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Feldepatos en leucomonzogranitos</i>			
Muestras	yy1a1-42	yy1a1-43	yy1a1-44
SiO ₂	64,33	64,64	64,04
TiO ₂	0	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	18,69	18,53	18,7
MgO	0	0	0,03
CaO	0,02	0	0
MnO	0	0	0,01
FeO	0	0	0,06
Na ₂ O	0,7	0,54	0,6
K ₂ O	15,68	15,83	15,6
Total	99,42	99,55	99,06
Si	2,99	2,99	2,98
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	1,02	1,01	1,03
Mg	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,05	0,05
K	0,93	0,94	0,93

Tabla 3.2.6.2a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespatos asociados a la tonalita y granodiorita del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

Tonalita									Granodiorita				
Muestras	gr10-3	gr10-4	gr10-5	gr10-6	gr10-7	gr10-8	gr10-9	gr10-13	gr4-14	gr4-15	gr4-16	gr4-17	gr4-18
SiO ₂	63,19	64,9	61,19	61,4	61,51	61,14	63,59	67,24	67,29	65,29	65,05	66,15	61,02
TiO ₂	0	0,01	0,01	0	0,02	0,01	0,01	0	0	0,02	0,01	0,01	0
Al ₂ O ₃	22,74	21,55	24,02	23,84	23,83	23,94	22,59	20,12	20,07	21,25	21,62	21,16	24,48
MgO	0	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0,01	0,01
CaO	4,08	2,63	5,73	5,79	5,73	5,73	4,07	0,81	0,98	2,36	2,75	2,04	5,88
MnO	0	0	0	0,01	0,02	0,04	0,05	0,04	0	0	0,01	0	0
FeO	0,03	0	0,11	0,05	0,08	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0,05	0,11
Na ₂ O	9,66	10,57	8,8	8,59	8,68	8,57	9,92	11,76	11,64	10,7	10,53	11,15	8,76
K ₂ O	0,08	0,07	0,09	0,2	0,18	0,14	0,1	0,09	0,09	0,07	0,07	0,11	0,08
Total	99,79	99,73	99,96	99,88	100,05	99,58	100,34	100,06	100,08	99,7	100,05	100,69	100,35
Si	2,80	2,87	2,72	2,73	2,73	2,73	2,81	2,95	2,95	2,88	2,87	2,89	2,71
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,19	1,12	1,26	1,25	1,25	1,26	1,18	1,04	1,04	1,11	1,12	1,09	1,28
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,19	0,12	0,27	0,28	0,27	0,27	0,19	0,04	0,05	0,11	0,13	0,10	0,28
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,83	0,91	0,76	0,74	0,75	0,74	0,85	1,00	0,99	0,92	0,90	0,95	0,75
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Granodiorita													
Muestras	gr11-3	gr11-4	gr11-5	gr11-7	gr11-12	gr7-30	gr7-31	gr7-32	gr7-33	gr7-34	gr7-35	gr7-36	gr7-37
SiO ₂	64,48	64,73	64,42	60,65	59,82	58,14	59,55	59,31	60,12	61,86	59,40	59,49	59,55
TiO ₂	0,01	0,04	0,04	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	22,43	22,42	22,18	24,67	25,23	26,60	25,38	25,49	25,06	24,00	25,80	25,16	25,42
MgO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	3,54	3,65	3,32	6,28	6,99	8,28	7,16	7,28	6,81	5,47	7,61	7,27	7,13
MnO	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04
FeO	0,05	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	0,08	0,07	0,06
Na ₂ O	10,33	9,00	10,31	8,54	7,95	7,35	7,96	7,72	8,09	8,94	7,62	7,65	8,16
K ₂ O	0,06	0,06	0,09	0,12	0,14	0,08	0,05	0,08	0,11	0,10	0,08	0,14	0,10
Total	100,92	99,98	100,41	100,31	100,16	100,48	100,16	99,88	100,25	100,39	100,63	99,79	100,47
Si	2,83	2,85	2,84	2,69	2,67	2,59	2,65	2,68	2,74	2,64	2,66	2,65	2,70
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,16	1,16	1,15	1,29	1,32	1,40	1,33	1,31	1,25	1,35	1,33	1,33	1,29
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,17	0,17	0,16	0,30	0,33	0,40	0,34	0,32	0,26	0,36	0,35	0,34	0,30
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,88	0,77	0,88	0,74	0,69	0,64	0,69	0,70	0,77	0,66	0,66	0,70	0,73
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01

Tabla 3.2.6.2b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespatos asociados a la granodiorita y tonalita del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

Granodiorita													
Muestras	gr7-39	gr7-40	gr7-41	gr7-43	gr7-44	gr7-45	gr7-47	gr7-48	gr7-49	gr7-50	gr7-51	gr7-52	gr7-53
SiO ₂	59,79	61,62	58,68	59,31	60,42	60,58	58,20	57,24	57,18	57,31	58,73	59,35	59,74
TiO ₂	0,03	0,04	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	24,90	23,74	25,46	25,44	24,58	24,46	26,19	26,81	26,74	26,66	26,06	25,30	24,75
MgO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
CaO	6,82	5,42	7,30	7,28	6,51	6,35	8,03	8,91	8,81	8,77	8,09	7,15	6,79
MnO	0,00	0,00	0,00	0,09	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02	0,06	0,00	0,02	0,02
FeO	0,04	0,00	0,08	0,10	0,00	0,04	0,08	0,03	0,07	0,02	0,03	0,05	0,01
Na ₂ O	8,13	8,88	7,72	8,01	8,22	8,37	7,26	6,66	6,89	6,80	7,21	7,61	8,09
K ₂ O	0,11	0,11	0,11	0,07	0,09	0,14	0,09	0,09	0,10	0,08	0,14	0,10	0,09
Total	99,84	99,80	99,35	100,32	99,90	99,94	99,91	99,78	99,82	99,70	100,29	99,59	99,50
Si	2,67	2,74	2,64	2,65	2,69	2,70	2,61	2,57	2,57	2,58	2,62	2,66	2,68
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,31	1,25	1,35	1,34	1,29	1,29	1,38	1,42	1,42	1,41	1,37	1,34	1,31
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,33	0,26	0,35	0,35	0,31	0,30	0,39	0,43	0,42	0,42	0,39	0,34	0,33
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,70	0,77	0,67	0,69	0,71	0,72	0,63	0,58	0,60	0,59	0,62	0,66	0,70
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Tonalita							Granodiorita						
Muestras	gr2-56	gr2-58	gr2-60	gr2-61	gr2-62	gr2-63	gr2-71	gr2-73	gr1-82	gr1-83	gr1-88	gr1-89	gr1-90
SiO ₂	59,29	58,59	59,88	59,59	59,10	58,88	58,17	57,98	63,84	65,85	63,30	63,24	63,78
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	25,49	25,47	24,84	24,97	25,71	25,47	25,77	26,10	21,75	21,21	18,38	18,57	18,25
MgO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	7,18	7,33	6,60	6,47	7,29	7,17	7,80	8,06	2,94	2,12	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,02	0,02	0,06	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02
FeO	0,01	0,06	0,04	0,02	0,04	0,00	0,03	0,02	1,20	0,14	0,03	0,04	0,01
Na ₂ O	7,80	7,56	8,33	8,26	7,55	7,83	7,37	7,22	10,48	10,89	0,76	0,65	0,65
K ₂ O	0,10	0,11	0,09	0,07	0,12	0,09	0,12	0,08	0,12	0,09	15,05	15,22	15,46
Total	99,87	99,14	99,81	99,42	99,88	99,49	99,28	99,50	100,38	100,33	97,58	97,72	98,18
Si	2,65	2,64	2,68	2,67	2,64	2,64	2,62	2,61	2,83	2,89	2,99	2,98	3,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,34	1,35	1,31	1,32	1,35	1,35	1,37	1,38	1,14	1,10	1,02	1,03	1,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,34	0,35	0,32	0,31	0,35	0,34	0,38	0,39	0,14	0,10	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,68	0,66	0,72	0,72	0,65	0,68	0,64	0,63	0,90	0,93	0,07	0,06	0,06
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,91	0,92	0,93

Tabla.3.2.7b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de biotita en granodioritas asociadas al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 24 oxígenos. El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y de Fe³⁺ ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Biotita en tonalita															
Muestras	gr10-32	gr10-33	gr10-34	gr10-35	gr10-36	gr2-32	gr2-33	gr2-34	gr2-35	gr5-10	gr11-11	gr5-14	gr5-15	gr5-16	gr5-19
SiO ₂	36,17	36,17	36,74	36,47	36,74	35,84	35,65	35,93	35,37	36,95	35,48	36,08	35,50	35,98	34,93
Al ₂ O ₃	16,95	17,12	16,72	16,58	16,92	16,21	16,30	16,24	16,29	17,54	17,06	17,25	17,09	17,33	17,24
TiO ₂	1,28	1,38	1,28	1,39	1,31	1,78	1,70	1,80	1,64	1,72	2,25	1,72	1,59	1,44	1,61
Fe ₂ O ₃	0,38	0,00	0,76	0,00	0,76	0,00	0,97	0,27	0,00	0,97	0,00	0,59	0,00	2,02	0,97
Fe	18,24	18,71	18,63	18,85	18,15	21,41	20,48	20,80	21,85	21,86	22,05	21,98	22,91	20,97	21,30
MgO	11,01	10,87	10,77	11,05	10,97	9,58	9,43	9,59	10,06	7,67	8,12	7,69	7,35	7,69	8,13
MnO	0,32	0,32	0,36	0,26	0,26	0,43	0,32	0,42	0,52	0,54	0,62	0,57	0,60	0,56	0,51
CaO	0,02	0,03	0,05	0,00	0,01	0,09	0,12	0,11	0,14	0,00	0,00	0,13	0,10	0,07	0,00
Na ₂ O	0,07	0,07	0,09	0,02	0,10	0,08	0,08	0,09	0,06	0,05	0,03	0,09	0,06	0,08	0,08
K ₂ O	9,73	9,47	9,66	9,57	9,56	8,70	8,59	9,65	8,73	8,88	9,51	8,61	9,16	8,95	9,60
H ₂ O	3,81	3,90	3,75	3,90	3,75	3,85	3,62	3,79	3,83	3,71	3,86	3,73	3,82	3,41	3,60
F	0,18	0,00	0,36	0,00	0,36	0,00	0,46	0,13	0,00	0,46	0,00	0,28	0,00	0,96	0,46
Total	98,16	98,04	99,17	98,09	98,89	97,97	97,72	98,83	98,49	100,35	98,98	98,72	98,18	99,46	98,43
O=F	0,08	0,00	0,15	0,00	0,15	0,00	0,19	0,05	0,00	0,19	0,00	0,12	0,00	0,40	0,19
Total	98,08	98,04	99,01	98,09	98,73	97,97	97,52	98,77	98,49	100,15	98,98	98,60	98,18	99,06	98,23
Si	2,79	2,78	2,81	2,81	2,81	2,79	2,79	2,79	2,75	2,82	2,75	2,80	2,78	2,79	2,74
Al ^{IV}	1,21	1,22	1,19	1,19	1,19	1,21	1,21	1,21	1,25	1,18	1,25	1,20	1,22	1,21	1,26
ΣT	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,33	0,34	0,32	0,31	0,33	0,28	0,29	0,27	0,24	0,40	0,32	0,38	0,36	0,38	0,34
Al	1,54	1,55	1,51	1,50	1,52	1,49	1,50	1,48	1,49	1,58	1,56	1,58	1,58	1,59	1,60
Ti	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,13	0,10	0,09	0,08	0,10
Fe ³⁺	0,02	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,06	0,02	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,12	0,06
Fe ²⁺	1,18	1,20	1,19	1,21	1,16	1,39	1,34	1,35	1,42	1,40	1,43	1,43	1,50	1,36	1,40
Mg	1,26	1,25	1,23	1,27	1,25	1,11	1,10	1,11	1,17	0,87	0,94	0,89	0,86	0,89	0,95
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,96	0,93	0,94	0,94	0,93	0,86	0,86	0,95	0,87	0,86	0,94	0,85	0,92	0,89	0,96
H	1,96	2,00	1,92	2,00	1,91	2,00	1,89	1,96	1,99	1,89	2,00	1,93	2,00	1,77	1,89
F	0,04	0,00	0,09	0,00	0,09	0,00	0,11	0,03	0,00	0,11	0,00	0,07	0,00	0,24	0,11

Tabla .3.2.7c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de biotita en granodioritas asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 24 oxígeno. El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y de Fe^{3+} han sido calculadas a partir de balance de cargas.

biotita en granodioritas															
Muestras	gr5-20	gr5-21	gr5-22	gr5-25	gr5-26	gr5-27	gr5-28	gr5-29	gba-2	gba-3	gba-4	gba-5	gba-6	gba-7	gr11-2
SiO ₂	35,36	35,20	34,75	37,00	36,56	36,39	45,89	45,67	35,90	35,98	36,14	35,40	35,65	35,12	35,13
Al ₂ O ₃	17,39	17,71	17,73	17,20	17,11	17,17	31,05	33,11	18,22	17,40	17,09	17,39	17,55	17,21	17,26
TiO ₂	1,39	1,81	1,51	1,45	1,41	1,31	0,75	0,70	1,68	1,72	1,45	1,58	1,69	1,66	2,17
Fe ₂ O ₃	1,28	1,47	0,88	0,69	1,68	0,11	0,69	0,69	1,24	1,30	0,19	0,59	0,84	0,34	0,00
Fe	20,91	20,62	21,16	21,37	20,28	22,64	3,65	3,67	17,63	17,43	18,58	18,73	18,28	18,58	22,10
MgO	7,89	7,85	7,99	7,79	7,95	7,89	1,55	1,12	11,57	11,15	10,81	11,25	11,16	10,83	8,14
MnO	0,56	0,59	0,63	0,51	0,48	0,58	0,13	0,09	0,56	0,55	0,60	0,59	0,67	0,56	0,54
CaO	0,02	0,05	0,05	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00	0,04	0,04	0,07	0,01	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,06	0,10	0,07	0,10	0,09	0,05	0,21	0,26	0,18	0,25	0,15	0,12	0,10	0,31	0,06
K ₂ O	9,51	9,39	9,54	9,18	9,32	9,60	11,05	10,65	9,63	9,62	9,58	9,77	9,73	9,57	9,57
H ₂ O	3,54	3,51	3,62	3,74	3,49	3,86	4,24	4,30	3,71	3,64	3,86	3,78	3,74	3,80	3,85
F	0,61	0,70	0,42	0,33	0,80	0,05	0,33	0,33	0,59	0,62	0,09	0,28	0,40	0,16	0,00
Total	98,52	99,00	98,35	99,39	99,18	99,66	99,57	100,59	100,95	99,70	98,61	99,49	99,81	98,15	98,82
O=F	0,26	0,29	0,18	0,14	0,34	0,02	0,14	0,14	0,25	0,26	0,04	0,12	0,17	0,07	0,00
Total	98,26	98,70	98,17	99,25	98,84	99,64	99,43	100,45	100,71	99,44	98,57	99,37	99,65	98,09	98,82
Si	2,77	2,74	2,73	2,85	2,83	2,81	3,13	3,08	2,70	2,74	2,77	2,71	2,72	2,72	2,74
Al ^{IV}	1,23	1,26	1,27	1,15	1,17	1,19	0,87	0,92	1,30	1,26	1,23	1,29	1,28	1,28	1,26
ΣT	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,38	0,37	0,37	0,41	0,39	0,37	1,63	1,70	0,31	0,30	0,32	0,28	0,29	0,29	0,32
Al	1,61	1,63	1,64	1,56	1,56	1,56	2,50	2,63	1,61	1,56	1,55	1,57	1,58	1,57	1,58
Ti	0,08	0,11	0,09	0,08	0,08	0,08	0,04	0,04	0,09	0,10	0,08	0,09	0,10	0,10	0,13
Fe ³⁺	0,08	0,09	0,05	0,04	0,10	0,01	0,04	0,04	0,07	0,07	0,01	0,03	0,05	0,02	0,00
Fe ²⁺	1,37	1,34	1,39	1,37	1,31	1,46	0,21	0,21	1,11	1,11	1,19	1,20	1,17	1,20	1,44
Mg	0,92	0,91	0,94	0,89	0,92	0,91	0,16	0,11	1,30	1,27	1,24	1,28	1,27	1,25	0,94
Mn	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,05	0,01
K	0,95	0,93	0,96	0,90	0,92	0,94	0,96	0,91	0,92	0,93	0,94	0,95	0,95	0,95	0,95
H	1,85	1,83	1,90	1,92	1,80	1,99	1,93	1,93	1,86	1,85	1,98	1,93	1,90	1,96	2,00
F	0,15	0,17	0,10	0,08	0,20	0,01	0,07	0,07	0,14	0,15	0,02	0,07	0,10	0,04	0,00

Tabla 3.2.7d. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de biotita en granodioritas asociadas al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 24 oxígenos. El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y de Fe³⁺ ha sido calculada a partir de balance de cargas.

biotita en granodioritas															
Muestras	gr11-4	gr11-5	gr11-6	gr11-7	gr11-8	gr11-9	gr11-10	gr11-11	gr11-12	gr7-14	gr7-15	gr7-16	gr7-17	gr7-18	gr7-19
SiO ₂	35,70	35,45	35,27	35,68	35,76	35,39	35,81	35,48	35,48	36,26	35,64	35,74	36,15	36,14	36,07
Al ₂ O ₃	17,57	17,56	17,57	17,76	17,57	17,31	17,21	17,06	17,29	16,11	16,18	16,00	16,64	16,59	16,02
TiO ₂	1,42	1,60	1,67	1,57	1,91	2,10	1,59	2,25	1,90	2,28	2,37	2,32	1,93	2,31	2,60
Fe ₂ O ₃	0,00	1,43	0,63	1,01	1,26	0,84	0,06	0,00	0,17	0,00	0,69	0,32	0,17	0,00	0,21
Fe	22,50	20,09	21,20	20,42	20,44	21,21	21,35	22,05	21,68	20,34	19,53	20,39	20,29	20,66	20,34
MgO	8,43	8,26	8,16	8,54	8,32	8,17	8,29	8,12	8,55	9,96	9,93	9,94	10,07	9,71	9,63
MnO	0,58	0,52	0,56	0,46	0,57	0,52	0,49	0,62	0,41	0,54	0,52	0,50	0,45	0,47	0,54
CaO	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,05	0,03	0,00	0,00
Na ₂ O	0,04	0,04	0,08	0,10	0,09	0,08	0,05	0,03	0,09	0,11	0,02	0,03	0,02	0,10	0,04
K ₂ O	9,71	9,56	9,60	9,64	9,71	9,72	9,51	9,51	9,71	9,54	9,58	9,44	9,36	9,71	9,77
H ₂ O	3,89	3,53	3,70	3,65	3,60	3,67	3,84	3,86	3,84	3,90	3,70	3,80	3,87	3,91	3,84
F	0,00	0,68	0,30	0,48	0,60	0,40	0,03	0,00	0,08	0,00	0,33	0,15	0,08	0,00	0,10
Total	99,84	98,75	98,76	99,31	99,85	99,41	98,25	98,98	99,20	99,07	98,54	98,67	99,06	99,60	99,16
O=F	0,00	0,29	0,13	0,20	0,25	0,17	0,01	0,00	0,03	0,00	0,14	0,06	0,03	0,00	0,04
Total	99,84	98,47	98,64	99,11	99,59	99,25	98,23	98,98	99,16	99,07	98,40	98,61	99,02	99,60	99,12
Si	2,75	2,76	2,75	2,76	2,76	2,75	2,79	2,75	2,75	2,79	2,77	2,77	2,78	2,77	2,78
Al ^{IV}	1,25	1,24	1,25	1,24	1,24	1,25	1,21	1,25	1,25	1,21	1,23	1,23	1,22	1,23	1,22
ΣT	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,35	0,37	0,36	0,38	0,35	0,33	0,37	0,32	0,33	0,25	0,25	0,23	0,28	0,27	0,24
Al	1,60	1,61	1,61	1,62	1,60	1,58	1,58	1,56	1,58	1,46	1,48	1,46	1,51	1,50	1,46
Ti	0,08	0,09	0,10	0,09	0,11	0,12	0,09	0,13	0,11	0,13	0,14	0,14	0,11	0,13	0,15
Fe ³⁺	0,00	0,08	0,04	0,06	0,07	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	0,01
Fe ²⁺	1,45	1,31	1,38	1,32	1,32	1,38	1,39	1,43	1,40	1,31	1,27	1,32	1,30	1,32	1,31
Mg	0,97	0,96	0,95	0,98	0,96	0,94	0,96	0,94	0,99	1,14	1,15	1,15	1,15	1,11	1,11
Mn	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,96	0,94	0,94	0,96	0,94	0,95	0,93	0,92	0,95	0,96
H	2,00	1,84	1,92	1,88	1,85	1,90	2,00	2,00	1,99	2,00	1,92	1,97	1,99	2,00	1,98
F	0,00	0,17	0,07	0,12	0,15	0,10	0,01	0,00	0,02	0,00	0,08	0,04	0,02	0,00	0,02

Tabla 3.2.7e. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de biotita en granodioritas asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 24 oxígeno. El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y de Fe^{3+} han sido calculadas a partir de balance de cargas.

<i>biotita en granodioritas</i>															
Muestras	gr7-20	gr7-21	gr7-22	gr7-23	gr7-24	gr7-27	gr7-28	gr7-29	gr5-6	gr5-7	gr5-8	gr5-9	gr1-36	gr1-37	gr1-39
SiO ₂	36,03	36,22	35,98	36,28	35,73	36,13	36,07	35,34	36,71	36,22	36,25	35,56	36,26	36,38	35,90
Al ₂ O ₃	16,15	16,02	16,03	15,94	16,41	16,29	16,26	16,22	18,23	17,70	18,49	17,46	17,54	17,39	17,48
TiO ₂	2,67	2,44	2,68	2,47	1,99	2,35	2,26	2,37	1,76	2,19	1,48	2,38	1,40	1,36	1,56
Fe ₂ O ₃	0,69	0,00	0,11	0,38	0,48	0,59	1,01	0,48	0,11	0,48	0,78	1,05	0,00	0,90	1,41
Fe	20,39	21,04	21,27	20,48	19,87	20,07	19,75	20,31	21,85	22,28	20,97	22,72	21,17	20,47	20,41
MgO	10,02	9,84	9,65	9,88	10,23	9,87	10,01	9,91	7,54	7,56	7,81	7,56	8,97	8,77	8,99
MnO	0,48	0,48	0,45	0,56	0,48	0,48	0,46	0,50	0,69	0,65	0,49	0,63	0,44	0,41	0,42
CaO	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,00	0,06	0,02	0,03	0,01	0,04	0,00	0,03	0,02	0,02
Na ₂ O	0,07	0,05	0,04	0,09	0,05	0,05	0,03	0,06	0,02	0,06	0,06	0,08	0,06	0,06	0,05
K ₂ O	9,63	9,54	9,72	9,51	9,59	9,66	9,24	9,63	8,79	9,21	8,68	9,57	9,14	9,03	9,32
H ₂ O	3,76	3,90	3,88	3,82	3,77	3,77	3,66	3,75	3,91	3,81	3,73	3,67	3,90	3,68	3,58
F	0,33	0,00	0,05	0,18	0,23	0,28	0,48	0,23	0,05	0,23	0,37	0,50	0,00	0,43	0,67
Total	100,24	99,56	99,87	99,63	98,86	99,54	99,29	98,82	99,68	100,40	99,15	101,19	98,91	98,90	99,81
O=F	0,14	0,00	0,02	0,08	0,10	0,12	0,20	0,10	0,02	0,10	0,16	0,21	0,00	0,18	0,28
Total	100,10	99,56	99,85	99,55	98,76	99,42	99,09	98,72	99,66	100,30	98,99	100,97	98,91	98,72	99,53
Si	2,76	2,78	2,76	2,79	2,76	2,78	2,78	2,74	2,80	2,77	2,78	2,73	2,79	2,81	2,76
Al ^{IV}	1,24	1,22	1,24	1,21	1,24	1,22	1,22	1,26	1,20	1,23	1,22	1,27	1,21	1,19	1,24
∑T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,21	0,23	0,21	0,23	0,26	0,25	0,25	0,23	0,44	0,37	0,46	0,31	0,38	0,39	0,35
Al	1,46	1,45	1,45	1,44	1,49	1,48	1,48	1,48	1,64	1,60	1,67	1,58	1,59	1,58	1,59
Ti	0,15	0,14	0,15	0,14	0,12	0,14	0,13	0,14	0,10	0,13	0,09	0,14	0,08	0,08	0,09
Fe ³⁺	0,04	0,00	0,01	0,02	0,03	0,03	0,06	0,03	0,01	0,03	0,04	0,06	0,00	0,05	0,08
Fe ²⁺	1,30	1,35	1,37	1,31	1,28	1,29	1,27	1,32	1,39	1,42	1,35	1,46	1,36	1,32	1,31
Mg	1,14	1,13	1,10	1,13	1,18	1,13	1,15	1,15	0,86	0,86	0,89	0,86	1,03	1,01	1,03
Mn	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,94	0,93	0,95	0,93	0,95	0,95	0,91	0,95	0,86	0,90	0,85	0,94	0,90	0,89	0,91
H	1,92	2,00	1,99	1,96	1,95	1,93	1,88	1,94	1,99	1,95	1,91	1,88	2,00	1,89	1,84
F	0,08	0,00	0,01	0,04	0,06	0,07	0,12	0,06	0,01	0,06	0,09	0,12	0,00	0,10	0,16

Tabla 3.2.7f. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de biotita en granodioritas asociadas al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 24 oxígenos. El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y de Fe³⁺ ha sido calculada a partir de balance de cargas.

biotita en granodioritas															
Muestras	gr1-40	gr5-1	gr5-2	gr5-3	gr5-4	gr5-5	gr4-77	gr4-78	gr4-79	gr4-80	gr4-81	gr4-82	gr4-83	gr4-84	gr4-85
SiO ₂	35,11	35,64	35,70	35,32	36,09	35,92	34,40	35,50	34,96	34,87	35,12	34,79	33,89	33,66	33,43
Al ₂ O ₃	17,99	17,60	17,29	17,31	17,10	17,18	18,15	16,95	17,26	16,97	16,98	17,73	17,59	17,65	17,71
TiO ₂	1,47	1,52	1,50	1,99	2,36	2,11	1,44	1,58	2,07	2,23	1,98	1,49	2,22	2,30	2,39
Fe ₂ O ₃	0,97	1,07	0,11	0,29	0,97	0,00	1,13	0,00	1,09	0,53	1,24	0,06	0,77	0,79	0,82
Fe	20,19	21,35	23,07	22,31	22,06	22,44	22,49	23,50	22,63	23,01	23,01	23,55	26,38	27,07	27,76
MgO	9,35	7,86	7,82	8,03	7,94	7,77	7,33	7,63	7,45	7,49	7,47	7,34	5,00	4,49	3,97
MnO	0,43	0,71	0,80	0,65	0,62	0,51	0,48	0,57	0,59	0,41	0,44	0,55	0,66	0,69	0,72
CaO	0,11	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,11	0,05	0,09	0,09	0,05	0,09	0,00	0,05	0,04	0,08	0,04	0,03	0,05	0,05	0,05
K ₂ O	9,39	9,61	9,32	9,29	9,62	9,60	9,37	9,42	9,41	9,63	9,55	9,83	9,74	9,77	9,80
H ₂ O	3,60	3,63	3,85	3,80	3,70	3,88	3,56	3,84	3,59	3,71	3,57	3,82	3,62	3,60	3,59
F	0,46	0,51	0,05	0,14	0,46	0,00	0,54	0,00	0,52	0,25	0,59	0,03	0,36	0,38	0,39
Total	99,18	99,55	99,61	99,26	100,97	99,52	98,92	99,04	99,63	99,18	99,99	99,23	100,27	100,45	100,63
O=F	0,19	0,21	0,02	0,06	0,19	0,00	0,23	0,00	0,22	0,11	0,25	0,01	0,15	0,16	0,16
Total	98,98	99,33	99,59	99,20	100,77	99,52	98,70	99,04	99,41	99,08	99,75	99,21	100,12	100,29	100,46
Si	2,72	2,76	2,77	2,74	2,76	2,77	2,70	2,77	2,73	2,73	2,74	2,72	2,68	2,67	2,66
Al ^{IV}	1,28	1,24	1,23	1,26	1,24	1,23	1,30	1,23	1,27	1,27	1,26	1,28	1,32	1,33	1,34
ΣT	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,36	0,37	0,34	0,33	0,31	0,34	0,38	0,33	0,32	0,30	0,30	0,36	0,32	0,32	0,32
Al	1,64	1,61	1,58	1,58	1,54	1,56	1,68	1,56	1,59	1,57	1,56	1,63	1,64	1,65	1,66
Ti	0,09	0,09	0,09	0,12	0,14	0,12	0,09	0,09	0,12	0,13	0,12	0,09	0,13	0,14	0,14
Fe ³⁺	0,06	0,06	0,01	0,02	0,06	0,00	0,07	0,00	0,06	0,03	0,07	0,00	0,05	0,05	0,05
Fe ²⁺	1,31	1,38	1,49	1,45	1,41	1,45	1,48	1,53	1,48	1,51	1,50	1,54	1,74	1,79	1,84
Mg	1,08	0,91	0,90	0,93	0,91	0,89	0,86	0,89	0,87	0,87	0,87	0,86	0,59	0,53	0,47
Mn	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
K	0,93	0,95	0,92	0,92	0,94	0,95	0,94	0,94	0,94	0,96	0,95	0,98	0,98	0,99	0,99
H	1,86	1,88	1,99	1,97	1,89	2,00	1,87	2,00	1,87	1,94	1,86	1,99	1,91	1,91	1,90
F	0,11	0,13	0,01	0,03	0,11	0,00	0,13	0,00	0,13	0,06	0,15	0,01	0,09	0,09	0,10

Tabla 3.2.7a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de biotita en las dioritas asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 24 oxígenos. El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas.

Biotitas en las dioritas										
Muestras	b3a2-7	b3a2-8	b3a2-9	b3a2-10	b3a2-11	b3a2-12	b3a2-13	b3a2-14	b3a2-15	b3a2-16
SiO ₂	35,69	35,82	35,25	35,83	35,37	35,76	35,57	35,92	36,55	35,98
Al ₂ O ₃	16,96	17,27	17,21	16,90	17,20	16,79	16,69	16,86	17,07	16,32
TiO ₂	1,63	1,76	1,70	1,63	1,63	1,52	1,64	1,74	1,64	1,87
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,17	0,42	0,59	0,00	0,00	0,00	0,21
FeO	20,85	21,18	20,90	20,64	20,63	19,41	20,55	20,43	20,67	20,20
MgO	9,89	9,75	9,63	9,81	9,73	9,94	9,72	10,03	9,74	9,80
MnO	0,51	0,46	0,57	0,52	0,52	0,54	0,44	0,48	0,43	0,39
CaO	0,02	0,04	0,00	0,06	0,08	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,13	0,05	0,03	0,12	0,12	0,12	0,09	0,02	0,05	0,06
K ₂ O	9,35	9,57	9,64	9,44	9,00	9,48	9,54	9,65	9,45	9,42
H ₂ O	3,89	3,92	3,87	3,85	3,78	3,73	3,85	3,89	3,92	3,81
F	0,00	0,00	0,00	0,08	0,20	0,28	0,00	0,00	0,00	0,10
Total	98,92	99,82	98,80	99,05	98,68	98,16	98,11	99,02	99,53	98,16
O=F	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,12	0,00	0,00	0,00	0,04
Total	98,92	99,82	98,80	99,01	98,60	98,04	98,11	99,02	99,53	98,12
Si	2,75	2,74	2,73	2,76	2,74	2,78	2,77	2,77	2,79	2,79
Al ^{IV}	1,25	1,26	1,27	1,24	1,26	1,22	1,23	1,23	1,21	1,21
ΣT	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,30	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,30	0,30	0,33	0,29
Al	1,54	1,56	1,57	1,54	1,57	1,54	1,53	1,53	1,54	1,49
Ti	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,11
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ²⁺	1,35	1,36	1,35	1,33	1,34	1,26	1,34	1,32	1,32	1,31
Mg	1,14	1,11	1,11	1,13	1,12	1,15	1,13	1,15	1,11	1,13
Mn	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
K	0,92	0,93	0,95	0,93	0,89	0,94	0,95	0,95	0,92	0,93
H	2,00	2,00	2,00	1,98	1,95	1,93	2,00	2,00	2,00	1,97
F	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02

Tabla.3.2.7g. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de biotita en leucogranitos asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 24 oxígenos. El agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y de Fe^{3+} han sido calculadas a partir de balance de cargas.

biotita en leucogranito sienítico														biotita en leucomonzogranito	
Muestras	p11-35	p11-40	p11-41	p11-42	p11-43	p11-44	p11-45	p11-46	p11-47	p11-49	p11-51	p11-16	p11-17	yyala-61	yyala-62
SiO ₂	35,11	36,51	36,14	36,26	35,97	36,45	36,18	36,09	35,85	35,22	35,80	34,63	34,39	34,95	35,18
Al ₂ O ₃	17,30	17,12	17,50	17,74	17,51	17,46	17,28	17,34	17,73	17,21	17,39	17,74	17,39	17,96	18,24
TiO ₂	1,82	1,98	1,50	1,75	1,85	1,92	1,98	2,28	2,08	1,98	1,65	1,36	1,94	1,64	2,15
Fe ₂ O ₃	1,07	0,67	0,00	1,93	0,99	0,69	1,74	1,07	0,59	0,11	0,19	1,13	2,02	0,78	0,95
Fe	20,95	21,64	21,49	19,69	20,40	20,89	19,89	20,75	21,05	21,61	21,42	24,39	23,02	24,68	25,32
MgO	8,89	8,73	8,84	8,95	8,83	8,35	8,53	8,55	8,64	9,09	8,80	5,75	5,21	4,96	4,73
MnO	0,47	0,44	0,48	0,43	0,36	0,52	0,47	0,56	0,45	0,34	0,39	0,50	0,61	0,25	0,38
CaO	0,03	0,06	0,07	0,11	0,07	0,00	0,02	0,00	0,03	0,10	0,02	0,00	0,00	0,23	0,06
Na ₂ O	0,05	0,12	0,12	0,05	0,08	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,10	0,08	0,08	0,07	0,08
K ₂ O	9,23	9,38	9,37	8,93	8,75	9,52	9,59	9,62	9,53	8,81	9,61	9,00	9,23	8,58	8,98
H ₂ O	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89
F	0,51	0,32	0,00	0,92	0,47	0,33	0,83	0,51	0,28	0,05	0,09	0,54	0,96	0,37	0,45
Total	99,32	100,87	99,40	100,65	99,17	100,09	100,46	100,73	100,18	98,47	99,35	99,01	98,74	98,36	100,40
O=F	0,21	0,13	0,00	0,39	0,20	0,14	0,35	0,21	0,12	0,02	0,04	0,23	0,40	0,16	0,19
Total	99,10	100,73	99,40	100,27	98,97	99,95	100,12	100,51	100,06	98,45	99,31	98,79	98,34	98,20	100,22
Si	2,71	2,77	2,78	2,75	2,76	2,78	2,76	2,75	2,74	2,73	2,76	2,72	2,72	2,75	2,73
Al ^{IV}	1,29	1,23	1,22	1,25	1,24	1,22	1,24	1,25	1,26	1,27	1,24	1,28	1,28	1,25	1,27
ΣT	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,29	0,31	0,36	0,33	0,34	0,35	0,31	0,30	0,34	0,31	0,34	0,37	0,33	0,42	0,40
Al	1,58	1,53	1,58	1,58	1,58	1,57	1,55	1,56	1,60	1,57	1,58	1,64	1,62	1,67	1,67
Ti	0,11	0,11	0,09	0,10	0,11	0,11	0,11	0,13	0,12	0,12	0,10	0,08	0,12	0,10	0,13
Fe ³⁺	0,06	0,04	0,00	0,11	0,06	0,04	0,10	0,06	0,03	0,01	0,01	0,07	0,12	0,05	0,06
Fe ²⁺	1,35	1,38	1,38	1,25	1,31	1,33	1,27	1,32	1,34	1,40	1,38	1,60	1,52	1,63	1,64
Mg	1,02	0,99	1,01	1,01	1,01	0,95	0,97	0,97	0,98	1,05	1,01	0,67	0,61	0,58	0,55
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Na	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,91	0,91	0,92	0,86	0,86	0,93	0,93	0,93	0,93	0,87	0,94	0,90	0,93	0,86	0,89
H	2,01	1,97	2,00	1,97	1,99	1,98	1,98	1,98	1,98	2,01	2,00	2,04	2,05	2,05	2,01
F	0,12	0,08	0,00	0,22	0,11	0,08	0,20	0,12	0,07	0,01	0,02	0,13	0,24	0,09	0,11

Tabla. 3.2.7h. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de biotita en leucogranitos asociados al campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 24 oxígenos. El agua ha sido calculado por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y de Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas.

biotita en leucomonzogranito					biotita en leucogranito sienítico										
Muestras	yy1a-64	yy1a-65	yy1a-66	yy1a-67	p12-10	p12-11	p12-12	p12-15	p8a-24	p8a-26	p8a-27	p8a-29	p8a-30	p8a-31	p8a-31
SiO ₂	34,45	34,71	35,37	35,82	34,26	34,20	34,17	34,22	36,24	36,68	36,30	36,17	36,06	36,11	35,99
Al ₂ O ₃	18,48	18,67	18,46	18,44	17,90	17,03	17,26	17,78	16,25	16,98	16,55	16,21	16,16	16,49	16,30
TiO ₂	2,24	1,46	1,59	1,67	1,90	2,01	2,48	1,67	2,22	2,25	2,06	2,46	2,37	2,18	2,34
Fe ₂ O ₃	1,95	1,22	0,19	0,38	1,28	0,15	0,00	0,06	0,65	0,92	0,00	0,55	0,00	0,00	0,00
Fe	25,22	25,33	25,88	25,10	25,05	26,83	26,83	25,63	18,48	17,45	18,56	18,66	18,72	19,03	19,11
MgO	4,40	4,66	4,93	4,83	4,76	4,90	4,46	5,16	11,27	11,63	11,44	11,55	11,19	11,43	11,31
MnO	0,45	0,34	0,39	0,25	0,46	0,49	0,50	0,53	0,25	0,28	0,23	0,22	0,16	0,13	0,09
CaO	0,00	0,03	0,00	0,06	0,10	0,12	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Na ₂ O	0,04	0,03	0,08	0,05	0,14	0,07	0,09	0,03	0,15	0,14	0,10	0,11	0,10	0,13	0,13
K ₂ O	9,08	8,95	9,39	8,58	8,91	8,48	9,43	9,20	9,38	9,50	9,52	9,34	9,41	9,51	9,46
H ₂ O	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89
F	0,93	0,58	0,09	0,18	0,61	0,07	0,00	0,03	0,31	0,44	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00
Total	101,14	99,87	100,26	99,25	99,26	98,23	99,12	98,21	99,10	100,16	98,65	99,41	98,07	98,90	98,61
O=F	0,39	0,24	0,04	0,08	0,26	0,03	0,00	0,01	0,13	0,19	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
Total	100,74	99,63	100,22	99,17	99,00	98,21	99,12	98,19	98,96	99,98	98,65	99,31	98,07	98,90	98,61
Si	2,67	2,71	2,75	2,79	2,70	2,73	2,71	2,72	2,77	2,76	2,78	2,75	2,78	2,76	2,76
Al ^{IV}	1,33	1,29	1,25	1,21	1,30	1,27	1,29	1,28	1,23	1,24	1,22	1,25	1,22	1,24	1,24
ΣT	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,36	0,43	0,44	0,48	0,36	0,33	0,33	0,39	0,23	0,27	0,27	0,21	0,24	0,25	0,24
Al	1,69	1,72	1,69	1,69	1,66	1,60	1,61	1,67	1,46	1,51	1,49	1,45	1,47	1,49	1,47
Ti	0,13	0,09	0,09	0,10	0,11	0,12	0,15	0,10	0,13	0,13	0,12	0,14	0,14	0,13	0,13
Fe ³⁺	0,11	0,07	0,01	0,02	0,08	0,01	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,64	1,65	1,68	1,63	1,65	1,79	1,78	1,70	1,18	1,10	1,19	1,19	1,21	1,22	1,23
Mg	0,51	0,54	0,57	0,56	0,56	0,58	0,53	0,61	1,28	1,30	1,30	1,31	1,28	1,30	1,29
Mn	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
K	0,90	0,89	0,93	0,85	0,90	0,86	0,95	0,93	0,91	0,91	0,93	0,91	0,92	0,93	0,93
H	2,01	2,03	2,02	2,02	2,05	2,07	2,06	2,06	1,98	1,95	1,99	1,98	2,00	1,99	1,99
F	0,23	0,14	0,02	0,04	0,15	0,02	0,00	0,01	0,07	0,10	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00

Tabla.3.2.7i. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de biotita en leucogranitos asociados al campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 24 oxígenos. El agua ha sido calculado por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y de Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas.

<i>biotita en los leucogranitos sienítico</i>												
Muestras	p8a-32	p8a-33	p8a-34	p10-36	p10-37	p10-38	p10-39	p10-40	p10-41	p10-42	yy1a1-17	yy1a1-18
SiO ₂	36,17	36,17	36,74	36,74	34,40	35,50	34,96	34,87	35,12	34,79	35,78	31,76
Al ₂ O ₃	16,95	17,12	16,72	16,92	18,15	16,95	17,26	16,97	16,98	17,73	17,59	17,77
TiO ₂	1,28	1,38	1,28	1,31	1,44	1,58	2,07	2,23	1,98	1,49	0,64	0,56
Fe ₂ O ₃	0,38	0,00	0,76	0,76	1,13	0,00	1,09	0,53	1,24	0,06	0,11	0,00
Fe	18,24	18,71	18,63	18,15	22,49	23,50	22,63	23,01	23,01	23,55	25,77	27,49
MgO	11,01	10,87	10,77	10,97	7,33	7,63	7,45	7,49	7,47	7,34	7,39	7,49
MnO	0,32	0,32	0,36	0,26	0,48	0,57	0,59	0,41	0,44	0,55	0,31	0,33
CaO	0,02	0,03	0,05	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,24	0,24
Na ₂ O	0,07	0,07	0,09	0,10	0,00	0,05	0,04	0,08	0,04	0,03	0,06	0,09
K ₂ O	9,73	9,47	9,66	9,56	9,37	9,42	9,41	9,63	9,55	9,83	6,55	9,13
H ₂ O	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89	3,89
F	0,18	0,00	0,36	0,36	0,54	0,00	0,52	0,25	0,59	0,03	0,05	0,00
Total	98,24	98,03	99,31	99,03	99,25	99,09	99,93	99,36	100,31	99,30	98,37	98,75
O=F	0,08	0,00	0,15	0,15	0,23	0,00	0,22	0,11	0,25	0,01	0,02	0,00
Total	98,16	98,03	99,15	98,87	99,03	99,09	99,71	99,26	100,07	99,28	98,35	98,75
Si	2,78	2,78	2,80	2,80	2,68	2,77	2,71	2,72	2,72	2,72	2,79	2,55
Al ^{IV}	1,22	1,22	1,20	1,20	1,32	1,23	1,29	1,28	1,28	1,28	1,21	1,45
ΣT	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,32	0,34	0,31	0,32	0,35	0,33	0,29	0,28	0,27	0,35	0,40	0,23
Al	1,54	1,55	1,50	1,52	1,67	1,56	1,58	1,56	1,55	1,63	1,61	1,68
Ti	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09	0,12	0,13	0,12	0,09	0,04	0,03
Fe ³⁺	0,02	0,00	0,04	0,04	0,07	0,00	0,06	0,03	0,07	0,00	0,01	0,00
Fe ²⁺	1,17	1,20	1,19	1,16	1,47	1,53	1,47	1,50	1,49	1,54	1,68	1,85
Mg	1,26	1,25	1,22	1,25	0,85	0,89	0,86	0,87	0,86	0,85	0,86	0,90
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
K	0,95	0,93	0,94	0,93	0,93	0,94	0,93	0,96	0,94	0,98	0,65	0,94
H	2,00	2,00	1,98	1,98	2,02	2,02	2,01	2,03	2,01	2,03	2,02	2,09
F	0,04	0,00	0,09	0,09	0,13	0,00	0,13	0,06	0,14	0,01	0,01	0,00

ANÁLISIS QUÍMICOS EN GRANTOIDES

ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS

ANÁLISIS DE QUÍMICA MINERAL

ANFIBOLES

GRANATE

CIRCÓN

FELDESPATO

BIOTITA

MOSCOVITA

APATITO

Tabla.5.2.1a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granate en las pegmatitas de tipo I asociadas al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. La proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia										
Muestras	m1ap11	m1ap12	m1ap13	m1ap14	m1ap15	m1ap16	m1ap17	m1ap18	m1ap19	m1ap20
SiO ₂	36,24	36,02	35,99	35,99	35,68	35,6	35,71	35,68	35,44	35,82
Al ₂ O ₃	21,07	20,78	20,9	20,9	20,74	20,8	20,75	20,86	20,94	20,74
TiO ₂	0	0,04	0,06	0,06	0,11	0,05	0,03	0,05	0,05	0,08
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,02	0,02	0	0	0,03	0	0,03	0,05
FeO	33,6	33,6	33,98	33,98	24,98	23,42	23,12	22,95	24,43	24,45
MgO	0,86	1,2	1,18	1,18	1,04	0,71	0,62	0,63	0,88	0,86
MnO	8,35	7,8	8,16	8,16	16,96	18,84	19,72	19,35	18,11	17,88
CaO	0,43	0,41	0,37	0,37	0,33	0,32	0,32	0,3	0,3	0,32
Total	100,58	99,86	100,67	100,67	99,83	99,74	100,3	99,82	100,17	100,19
Si	2,97	2,97	2,95	2,95	2,95	2,95	2,95	2,95	2,92	2,95
Al	2,03	2,02	2,02	2,02	2,02	2,03	2,02	2,03	2,04	2,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,30	2,31	2,33	2,33	1,72	1,62	1,59	1,59	1,69	1,68
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,10	0,15	0,14	0,14	0,13	0,09	0,08	0,08	0,11	0,11
Mn	0,58	0,54	0,57	0,57	1,19	1,32	1,38	1,35	1,27	1,25
Ca	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Piropo	3,38	4,73	4,59	4,59	4,09	2,81	2,42	2,51	3,44	3,36
Almandino	74,08	74,22	74,06	74,06	55,17	52,05	50,70	51,20	53,50	53,61
Spessartina	18,65	17,45	18,01	18,01	37,94	42,41	43,80	43,72	40,17	39,71
Andradita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Grosularia	3,83	3,57	3,28	3,28	2,80	2,73	2,98	2,57	2,80	3,16
Uvarovita	0,06	0,03	0,06	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,09	0,16

Tabla.5.2.1b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granate en las pegmatitas de tipo I asociadas al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. La proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculadas a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia										
Muestras	m1ap21	m1ap22	m1ap23	m1ap24	m1ap25	m1ap26	m1ap27	m1ap28	m1ap29	m1ap30
SiO ₂	36,36	35,94	34,94	35,81	35,39	36,21	35,84	35,84	35,82	35,91
Al ₂ O ₃	20,8	21,05	20,17	20,67	20,74	20,98	20,84	20,74	20,6	20,87
TiO ₂	0,08	0,07	0	0,04	0,08	0,03	0,05	0,09	0,07	0,06
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	24,41	25,17	25,1	23,87	25,99	26,64	26,55	24,86	24,14	23,88
FeO	0,04	0,02	0,22	0,06	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,01
MgO	0,88	1,1	1,17	0,79	1,32	1,34	1,33	1,07	0,91	0,9
MnO	17,89	16,61	15,27	18,23	15,07	15,03	15	17,12	17,34	17,99
CaO	0,34	0,32	0,31	0,33	0,31	0,31	0,31	0,32	0,37	0,33
Total	100,8	100,29	97,19	99,81	98,93	100,56	99,96	100,06	99,28	99,96
Si	2,97	2,95	2,96	2,96	2,94	2,96	2,95	2,95	2,97	2,96
Al	2,00	2,03	2,01	2,01	2,03	2,02	2,02	2,01	2,01	2,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,67	1,73	1,78	1,65	1,81	1,82	1,83	1,71	1,67	1,64
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,11	0,13	0,15	0,10	0,16	0,16	0,16	0,13	0,11	0,11
Mn	1,24	1,15	1,09	1,28	1,06	1,04	1,05	1,19	1,22	1,25
Ca	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Piropo	3,44	4,33	4,63	3,11	5,23	5,23	5,21	4,19	3,61	3,56
Almandino	53,49	55,57	55,66	52,63	57,80	58,33	58,31	54,63	53,68	53,03
Espersatina	39,71	37,14	34,30	40,71	33,94	33,33	33,37	38,10	39,05	40,46
Andradita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Grosularia	3,24	2,90	4,72	3,36	2,93	2,98	2,99	2,98	3,54	2,91
Uvarovita	0,12	0,06	0,69	0,19	0,09	0,12	0,12	0,09	0,13	0,03

Tabla 5.2.1c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granate en las pegmatitas de tipo I asociadas al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. La proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia										
Muestras	m1ap31	m1ap32	m1ap33	m1ap34	m1ap35	m1ap36	m1ap37	m1ap38	m1ap39	m1ap40
SiO ₂	35,84	35,86	35,67	36	36,38	36,08	35,79	36,03	36,15	36,16
Al ₂ O ₃	20,96	20,76	20,81	20,76	21,17	20,95	20,86	20,99	20,99	20,9
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0,03	0,07	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,01
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0	0,01	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01
FeO	24,37	27,66	27,68	28,05	27,95	27,69	24,33	27,99	28,26	26,76
MgO	1,07	1,5	1,09	1,5	1,54	1,7	0,93	1,45	1,59	0,89
MnO	17,36	13,81	14,16	13,33	13,32	13,56	17,53	13,5	12,34	15,32
CaO	0,31	0,36	0,5	0,35	0,41	0,42	0,33	0,34	0,42	0,39
Total	99,97	100,05	99,95	100,04	100,85	100,47	99,84	100,35	99,8	100,45
Si	2,95	2,95	2,94	2,96	2,96	2,95	2,95	2,95	2,96	2,96
Al	2,03	2,01	2,02	2,01	2,03	2,02	2,03	2,02	2,03	2,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,68	1,90	1,91	1,93	1,90	1,89	1,68	1,92	1,94	1,83
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,13	0,18	0,13	0,18	0,19	0,21	0,11	0,18	0,19	0,11
Mn	1,21	0,96	0,99	0,93	0,92	0,94	1,22	0,94	0,86	1,06
Ca	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
Piropo	4,213186	5,83	4,24	5,86	5,97	6,56	3,67	5,66	6,26	3,49
Almandino	53,8221	60,29	60,32	61,48	60,78	59,96	53,85	61,29	62,43	58,92
Spessartina	38,83206	30,49	31,25	29,59	29,33	29,74	39,30	29,94	27,61	34,16
Andradita	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Grosularia	3,007375	3,29	4,19	3,04	3,80	3,68	3,09	3,05	3,66	3,39
Uvarovita	0,125285	0,09	0,00	0,03	0,12	0,06	0,09	0,06	0,03	0,03

Tabla 5.2.1c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granate en las pegmatitas de tipo I asociadas al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. La proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia										
Muestras	Q1cp41	Q1cp42	Q1cp43	Q1cp44	Q1cp45	Q1cp46	Q1cp47	Q1cp48	Q1cp49	Q1cp50
SiO ₂	36,63	35,86	36,36	35,92	36,14	36,28	36,28	36,49	36,52	36,53
Al ₂ O ₃	20,87	20,55	20,77	20,77	20,4	20,7	20,83	20,67	20,62	20,98
TiO ₂	0	0,01	0	0	0,32	0,16	0	0,32	0,31	0,05
Fe ₂ O ₃	0,02	0,02	0	0,04	0,04	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,03	0	0,05	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01
FeO	27,45	27,17	27,15	26,76	24,88	27,12	27,15	27,67	27,17	28,09
MgO	1,4	1,36	1,43	1,25	1,01	1,23	1,31	1,38	1,41	1,43
MnO	13,66	13,98	13,92	15,39	16,95	14,86	14,58	14,02	14,25	13,93
CaO	0,35	0,31	0,31	0,26	0,23	0,3	0,28	0,31	0,33	0,36
Total	100,41	99,29	99,96	100,39	100,03	100,73	100,46	100,91	100,68	101,4
Si	2,99	2,97	2,98	2,95	2,98	2,96	2,97	2,97	2,98	2,96
Al	2,01	2,00	2,01	2,01	1,98	1,99	2,01	1,98	1,98	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00
Fe ²⁺	1,87	1,88	1,86	1,84	1,71	1,85	1,86	1,88	1,85	1,90
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,17	0,17	0,17	0,15	0,12	0,15	0,16	0,17	0,17	0,17
Mn	0,94	0,98	0,97	1,07	1,18	1,03	1,01	0,97	0,98	0,96
Ca	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
Piropo	5,5104	5,38	5,65	4,89	4,05	4,84	5,13	5,47	5,58	5,53
Almandino	60,60043	60,32	60,12	58,72	55,99	59,81	59,67	61,49	60,31	60,93
Spessartina	30,54356	31,44	31,22	34,20	38,63	33,19	32,46	31,55	32,03	30,61
Andradita	0	0,02	0,00	0,00	0,65	0,32	0,00	0,64	0,62	0,10
Grosularia	3,251677	2,77	2,92	2,19	0,52	1,78	2,65	0,82	1,34	2,80
Uvarovita	0,093926	0,06	0,09	0,00	0,16	0,06	0,09	0,03	0,13	0,03

Tabla. 5.2.5-1 Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granate en las pegmatitas de tipo I asociadas al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. La proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>										
Muestras	Q1cp51	Q1cp52	Q1cp53	Q1cp54	Q1cp55	Q1cp57	Q1cp58	Q1cp59	Q1cp60	Q1cp60
SiO ₂	36,52	36,45	36,23	36,41	36,11	36,45	36,22	36,09	36,18	36,18
Al ₂ O ₃	20,74	20,97	20,8	20,69	20,69	20,7	21,01	20,92	20,86	20,86
TiO ₂	0,24	0	0	0,23	0,19	0	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0,03	0,04	0,05	0,02	0,04	0	0,07	0,08	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0	0,02	0	0,03	0,04	0	0,08	0,02	0,02
FeO	27,24	27,85	27,64	27,31	27,4	31,75	34,01	34,26	34,47	34,47
MgO	1,54	1,45	1,29	1,36	1,33	0,58	0,93	0,96	0,98	0,98
MnO	14,16	13,83	14,28	14,32	14,66	10,31	7,94	7,7	7,72	7,72
CaO	0,35	0,27	0,32	0,3	0,28	0,4	0,35	0,39	0,41	0,41
Total	100,83	100,85	100,62	100,64	100,73	100,22	100,53	100,47	100,65	100,65
Si	2,97	2,97	2,96	2,97	2,95	2,99	2,96	2,96	2,96	2,96
Al	1,99	2,01	2,00	1,99	1,99	2,00	2,03	2,02	2,01	2,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	1,85	1,89	1,89	1,86	1,87	2,18	2,33	2,35	2,36	2,36
Mg	0,19	0,18	0,16	0,17	0,16	0,07	0,11	0,12	0,12	0,12
Mn	0,98	0,95	0,99	0,99	1,02	0,72	0,55	0,53	0,54	0,54
Ca	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04
Piropo	6,05	5,68	5,03	5,39	5,21	2,30	3,68	3,74	3,82	3,82
Almandino	60,06	61,24	60,42	60,72	60,19	70,57	75,49	74,93	75,38	75,38
Spessartina	31,62	30,80	31,62	32,25	32,62	23,21	17,85	17,06	17,10	17,10
Andradita	0,48	0,00	0,00	0,46	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Grosularia	1,73	2,28	2,87	1,18	1,52	3,80	2,99	4,02	3,63	3,63
Uvarovita	0,06	0,00	0,06	0,00	0,09	0,13	0,00	0,25	0,06	0,06

Tabla 6.2.6-1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granate en las pegmatitas de tipo II de la parte noroeste y suroeste del campo pegmatítico de Giraul. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. La proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculadas a partir de balance de cargas.

Zona de borde										
Muestras	gp13-10	gp13-11	gp13-12	gp13-13	gp13-14	gp13-15	gp13-16	Gp1-1	Gp1-4	Gp1-5
SiO ₂	36,63	36,58	35,69	36,21	37,04	36,56	36,26	35,82	35,81	35,69
Al ₂ O ₃	20,76	21,44	20,89	21,19	20,79	21,06	20,79	20,94	20,95	21,05
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe ₂ O ₃	0,16	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
FeO	35,03	33,92	34,60	34,53	34,72	35,52	35,13	31,79	32,63	32,44
MgO	1,48	1,54	1,62	1,60	1,56	1,59	1,67	0,99	1,27	1,15
MnO	6,29	6,09	5,89	5,95	6,12	5,94	6,15	9,96	8,91	9,40
CaO	0,30	0,26	0,24	0,25	0,22	0,23	0,20	0,42	0,25	0,22
Total	100,66	99,82	98,93	99,73	100,59	100,89	100,22	99,94	99,84	99,97
Si	2,98	2,98	2,96	2,97	3,01	2,97	2,97	2,95	2,95	2,94
Al	1,99	2,06	2,04	2,05	1,99	2,02	2,01	2,03	2,03	2,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,39	2,31	2,40	2,37	2,36	2,41	2,40	2,19	2,25	2,23
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,18	0,19	0,20	0,20	0,19	0,19	0,20	0,12	0,16	0,14
Mn	0,43	0,42	0,41	0,41	0,42	0,41	0,43	0,69	0,62	0,66
Ca	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02
Piropo	5,90	6,26	6,51	6,43	6,29	6,26	6,61	3,91	5,04	4,57
Almandino	78,39	77,38	77,97	77,82	78,50	78,49	77,99	70,51	72,61	72,32
Espersatina	14,26	14,07	13,44	13,58	14,01	13,29	13,83	22,37	20,08	21,22
Andradita	0,32	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Grosularia	1,13	2,28	2,08	2,17	1,00	1,95	1,53	3,20	2,14	1,89
Uvarovita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00

Tabla 6.2.6-2. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granate en las pegmatitas de tipo II, de la parte noroeste y suroeste del campo pegmatítico de Giraul. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. La proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculadas a partir de balance de cargas.

Zona de borde										
Muestras	Gp1-6	Gp1-7	OA-1	OA-3	OA1P-4	OA-5	OA-6	OA-7	k300c- 4	k300c- 5
SiO ₂	35,86	36,13	36,92	37,17	36,69	36,63	36,90	36,64	36,62	35,43
Al ₂ O ₃	21,00	20,92	21,20	20,90	20,75	20,54	20,82	20,55	20,51	20,63
TiO ₂	0,02	0,01	0,00	0,26	0,15	0,29	0,11	0,20	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,63	3,07
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,03	0,00	0,00
FeO	32,23	31,71	29,34	28,58	28,90	28,17	27,42	28,40	32,37	32,22
MgO	1,13	1,06	1,65	1,59	1,55	1,22	1,26	1,48	0,40	0,46
MnO	9,39	9,88	11,40	12,64	11,88	12,72	13,69	11,92	10,33	8,99
CaO	0,24	0,39	0,55	0,39	0,56	0,58	0,52	0,49	0,20	0,19
Total	99,87	100,10	101,07	101,55	100,53	100,18	100,73	99,73	101,05	101,01
Si	2,95	2,97	2,98	2,99	2,99	3,00	3,00	3,00	2,99	2,91
Al	2,04	2,02	2,02	1,98	1,99	1,98	1,99	1,98	1,98	1,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,19
Fe ²⁺	2,22	2,18	1,98	1,92	1,97	1,93	1,86	1,95	2,21	2,21
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,14	0,13	0,20	0,19	0,19	0,15	0,15	0,18	0,05	0,06
Mn	0,65	0,69	0,78	0,86	0,82	0,88	0,94	0,83	0,71	0,62
Ca	0,02	0,03	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02
Piropo	4,51	4,19	6,42	6,33	6,10	4,90	4,97	5,96	1,61	1,77
Almandino	72,14	70,30	64,00	63,78	63,81	63,42	60,67	64,18	72,91	69,61
Espersatina	21,29	22,19	25,19	28,57	26,57	29,01	30,68	27,28	23,57	19,67
Andradita	0,00	0,00	0,00	0,52	0,30	0,59	0,22	0,41	1,92	8,95
Grosularia	2,06	3,32	4,33	0,71	3,13	1,99	3,34	2,14	0,00	0,00
Uvarovita	0,00	0,00	0,06	0,10	0,09	0,10	0,13	0,03	0,00	0,00

Tabla.8.2.1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granate en las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. La proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Zona de borde												
Muestras	g3cp-10	g3cp-11	g3cp-12	g3cp-14	g3cp-15	g3cp-16	g3cp-17	g3cp-18	g3cp-19	g3cp-20	g3cp-21	g3cp-22
SiO ₂	36,83	36,47	36,73	36,84	37,01	36,83	36,43	36,82	36,28	36,44	36,53	36,85
Al ₂ O ₃	21,29	20,79	20,79	21,03	21,12	21,34	20,95	21,16	20,74	21,11	20,8	21,14
Fe ₂ O ₃	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,01	0	0,03	0
TiO ₂	0	0,19	0,23	0	0,1	0	0	0	0	0	0,13	0
Cr ₂ O ₃	0,03	0,01	0,01	0	0,04	0	0,01	0,03	0,02	0,03	0,06	0,03
FeO	24,85	23,3	23,65	24,3	24,76	24,72	24,6	24,37	24,42	24,56	24,74	24,53
MgO	1,88	1,54	1,41	2,06	2,01	1,94	1,94	1,88	1,61	1,8	1,7	1,9
MnO	16,19	18,14	17,88	15,81	16,51	16,41	15,95	15,85	16,27	16,36	16,37	16,19
CaO	0,6	0,42	0,36	0,31	0,34	0,29	0,3	0,42	0,38	0,34	0,39	0,38
Total	101,72	100,9	101,1	100,38	101,92	101,54	100,22	100,57	99,74	100,63	100,73	101,04
Si	2,96	2,97	2,98	2,99	2,97	2,96	2,97	2,98	2,98	2,96	2,97	2,98
Al	2,02	1,99	1,99	2,01	2,00	2,02	2,01	2,02	2,01	2,02	1,99	2,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe ²⁺	1,67	1,58	1,60	1,65	1,66	1,66	1,68	1,65	1,68	1,67	1,68	1,66
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,23	0,19	0,17	0,25	0,24	0,23	0,24	0,23	0,20	0,22	0,21	0,23
Mn	1,10	1,25	1,23	1,09	1,12	1,12	1,10	1,09	1,13	1,13	1,13	1,11
Ca	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Piropo	7,16	6,04	5,59	8,13	7,79	7,53	7,63	7,40	6,35	7,04	6,69	7,41
Almandino	53,07	51,22	52,55	53,79	53,84	53,84	54,26	53,79	54,06	53,91	54,58	53,69
Spessartina	35,62	40,92	40,11	35,19	36,31	36,19	35,88	35,08	36,52	36,54	36,53	35,89
Andradita	0,00	0,56	0,69	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00
Grosularia	4,65	1,76	0,91	2,64	1,59	2,43	2,45	3,28	3,04	2,59	1,58	2,92
Uvarovita	0,09	0,03	0,03	0,00	0,12	0,00	0,03	0,09	0,06	0,09	0,19	0,09

Tabla.8.2.8D-1 Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de granate en las pegmatitas de tipo IV(dd) del campo pegmatítico de Giraul. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. La proporción de Fe²⁺ y Fe³⁺ ha sido calculadas a partir de balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>																		
Muestras	D1D-1	D1D-2	D1D-3	D1D-4	D1D-5	D1D-6	D1DC-9	D1D-10C	D1DC-11	D1D-12	D1DC-13	D1DC-14	D1DC-15	D1D-16	D1DC-17	D1DC-18	D1DC-19	D1DC-20
SiO ₂	36,59	36,92	37,17	36,69	36,63	36,90	35,78	36,28	35,98	36,40	35,40	35,70	36,24	36,27	36,05	35,56	35,85	35,83
Al ₂ O ₃	20,86	21,20	20,90	20,75	20,54	20,82	20,62	20,73	20,97	20,60	20,70	20,94	21,35	20,97	20,98	21,16	21,28	21,36
TiO ₂	0	0,00	0,26	0,15	0,29	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,12	0,01	0,04	0,07	0,19	0,08	0,01	0,12	0,09	0,10	0,08	0,08
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,00	0,01	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,05	0,01	0,02	0,02
FeO	29,24	29,34	28,58	28,90	28,17	27,42	16,64	16,33	15,52	16,42	16,77	16,80	16,90	16,31	16,18	16,67	16,45	16,41
MgO	1,39	1,65	1,59	1,55	1,22	1,26	0,42	0,36	0,29	0,33	0,40	0,33	0,52	0,40	0,38	0,29	0,37	0,36
MnO	11,37	11,40	12,64	11,88	12,72	13,69	26,08	26,14	27,87	26,24	25,80	26,44	26,22	26,33	26,92	26,24	26,62	26,69
CaO	0,47	0,55	0,39	0,56	0,58	0,52	0,06	0,05	0,07	0,08	0,12	0,08	0,08	0,06	0,04	0,06	0,04	0,03
Total	99,95	101,07	101,55	100,53	100,18	100,73	99,71	99,91	100,79	100,17	99,40	100,40	101,36	100,48	100,70	100,09	100,72	100,81
Si	2,99	2,98	2,99	2,99	3,00	3,00	2,96	2,99	2,95	2,99	2,94	2,94	2,95	2,97	2,96	2,94	2,94	2,94
Al	2,01	2,02	1,98	1,99	1,98	1,99	2,01	2,01	2,03	2,00	2,03	2,03	2,05	2,03	2,03	2,06	2,06	2,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,15	1,13	1,06	1,13	1,17	1,16	1,15	1,12	1,11	1,15	1,13	1,12
Cr	2,00	1,98	1,92	1,97	1,93	1,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,17	0,20	0,19	0,19	0,15	0,15	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04
Mn	0,79	0,78	0,86	0,82	0,88	0,94	1,83	1,82	1,94	1,83	1,82	1,85	1,81	1,83	1,87	1,83	1,85	1,85
Ca	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,05	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Piropo	5,51	6,42	6,33	6,10	4,90	4,97	1,70	1,47	1,17	1,34	1,62	1,33	2,08	1,62	1,54	1,17	1,48	1,46
Almandino	64,97	64,00	63,78	63,81	63,40	60,67	37,75	37,46	35,01	37,46	38,09	37,86	37,85	37,15	36,71	37,87	37,25	37,17
Espersatina	25,59	25,19	28,57	26,57	29,00	30,68	59,93	60,73	63,67	60,63	59,34	60,35	59,48	60,74	61,86	60,37	61,06	61,22
Andradita	0,00	0,00	0,52	0,30	0,59	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Grosularia	3,83	4,33	0,71	3,13	1,99	3,34	0,52	0,34	0,13	0,41	0,85	0,41	0,50	0,43	0,13	0,43	0,26	0,21
Uvarovita	0,11	0,06	0,10	0,09	0,13	0,13	0,10	0,00	0,03	0,16	0,10	0,06	0,10	0,06	0,03	0,16	0,08	0,07

Tabla 5.2.5-1 Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circón de la primera zona intermedia asociados a las pegmatitas de tipo I, del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmulas estructurales calculadas en base a 4 oxígenos.

Muestras	X2B-21	X2B-22	X2B-23	X2B-24	X2B-25
SiO ₂	31,63	31,67	31,22	31,45	31,16
TiO ₂	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03
ZrO ₂	63,66	57,34	61,38	63,22	61,09
HfO ₂	2,90	2,43	2,56	2,75	2,71
ThO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,04	1,90	0,53	0,09	0,04
Y ₂ O ₃	0,29	0,37	0,29	0,24	0,54
U ₂ O ₃	0,76	0,94	0,88	0,63	1,77
CaO	0,03	0,08	0,05	0,01	0,03
FeO	1,57	3,56	2,07	1,50	1,62
Total	100,92	98,30	99,91	99,91	98,99
Si	0,57	0,53	0,53	0,61	0,36
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,56	0,51	0,51	0,60	0,35
Hf	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U2	0,84	0,92	0,92	0,76	1,27
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02

Tabla.6.2.6-2a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circón de la primera zona intermedia asociados a las pegmatitas de tipo II, del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos.

<i>Primera zona intermedia parte noroeste del campo</i>								
Muestras	GP13-1	GP13-2	Gp13-3	Gp13-4	Gp13-5	Gp13-6	Gp13-7	Gp13-8
SiO ₂	31,57	31,51	31,56	30,69	31,23	31,46	32,94	31,18
TiO ₂	0,00	0,01	0,03	0,05	0,00	0,00	0,01	0,03
ZrO ₂	65,86	65,38	65,04	64,44	64,76	64,83	64,80	66,91
HfO ₂	2,15	1,75	1,46	1,74	1,36	1,87	1,46	1,50
ThO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,57	0,09
Y ₂ O ₃	0,17	0,18	0,22	0,25	0,23	0,25	0,01	0,06
U ₂ O ₃	0,12	0,08	0,05	0,17	0,17	0,09	0,04	0,22
CaO	0,01	0,02	0,02	0,09	0,01	0,00	0,16	0,11
FeO	0,07	0,08	0,09	0,13	0,10	0,07	0,12	0,12
Total	99,95	99,01	98,47	97,58	97,86	98,57	100,11	100,22
Si	0,98	0,98	0,99	0,98	0,99	0,99	1,00	0,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	0,99	0,96	1,01
Hf	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla .6.2.6-2b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circón de la primera zona intermedia asociados a las pegmatitas de tipo II, del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos.

<i>Segunda zona intermedia parte noreste del campo</i>							
Muestras	k300g-1	k300g-3	k300g-4	k300g-5	k300g-6	k300g-7	k300g-8
SiO ₂	29,76	28,49	28,04	27,68	28,60	27,96	28,10
TiO ₂	0,00	1,00	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00
ZrO ₂	64,57	63,28	62,18	63,90	63,00	64,34	63,17
HfO ₂	3,12	3,33	2,47	3,09	2,58	2,59	2,59
ThO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,90	0,23	0,00	0,80	0,52
U ₂ O ₃	0,03	0,03	0,07	0,06	0,02	0,10	0,08
CaO	0,17	0,52	1,79	1,08	0,22	2,10	1,32
FeO	0,40	0,46	1,45	1,21	2,08	1,43	2,29
Total	98,05	97,11	96,90	99,25	96,50	99,32	98,07
Si	0,95	0,93	0,92	0,91	0,94	0,90	0,91
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	1,01	1,00	0,99	1,02	1,01	1,01	1,00
Hf	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
U ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,02	0,06	0,04	0,01	0,07	0,05
Fe	0,01	0,01	0,04	0,03	0,06	0,04	0,06

Tabla.7.2.7-2a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circón de pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos.

Primera zona intermedia			Segunda zona intermedia							Tercera zona intermedia			
Muestras	Ibep3	Ib+bep8	I+4B-1	I+4B-3	I+4B-6	I+4B-10	I+4B-11	I+4B-13	I+4B-14	pa8-4 1	pa8-4 8	pa8-4 10	pa8-4 11
SiO ₂	32,27	31,14	30,91	30,69	31,75	31,16	30,62	31,76	31,67	30,77	31,14	30,86	30,96
TiO ₂	0,01	0,02	0,01	0,04	0,05	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO ₂	65,29	63,47	61,01	59,94	60,33	62,09	61,84	62,83	63,17	63,19	63,85	63,87	64,04
HfO ₂	1,39	2,98	4,80	4,24	5,66	3,26	3,05	3,20	3,32	4,70	4,83	4,11	4,10
ThO ₂	0,07	0,03	0,04	0,02	0,00	0,03	0,11	0,10	0,04	0,04	0,14	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,02	0,08	0,19	0,25	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	0,10	0,00	1,41	1,44	1,31	1,34	1,18	1,14	1,38	0,00	0,00	0,00	0,00
U ₂ O ₃	0,16	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,24	0,24	0,14
CaO	0,02	0,02	0,17	0,28	0,21	0,06	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00
FeO	0,26	0,46	0,08	0,16	0,15	0,04	0,04	0,04	0,01	0,18	0,05	0,00	0,02
Total	99,57	98,61	98,51	97,00	99,71	98,02	96,91	99,11	99,64	99,21	100,26	99,10	99,26
Si	1,00	0,98	0,98	0,99	1,00	0,99	0,98	1,00	0,99	0,92	0,98	0,98	0,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,98	0,98	0,95	0,94	0,92	0,96	0,97	0,96	0,96	0,96	0,98	0,98	0,98
Hf	0,01	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
U2	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8-2b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circón de la primera zona intermedia asociados a las pegmatitas de tipo IV (A), del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos.

Segunda zona intermedia											
Muestras	A10ap15	A10ap17	A10ap18	A18ap2	A18ap3	A18ap9	A18ap10	A18ap11	A18ap12	A18ap14	A18ap23
SiO ₂	31,55	31,15	31,04	31,58	30,31	31,59	31,73	31,87	29,71	31,29	30,35
TiO ₂	0,01	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01
ZrO ₂	59,44	56,93	56,39	61,58	62,72	61,99	62,86	62,17	59,42	61,31	61,57
HfO ₂	8,88	11,89	12,00	5,24	4,85	4,61	4,88	5,18	4,49	4,80	5,07
ThO ₂	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	1,18	1,49	1,35	1,22	1,27	1,50	1,36	1,36
U ₂ O ₃	0,25	0,01	0,14	0,18	0,27	0,30	0,08	0,03	0,56	0,18	0,16
CaO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,21	0,05	0,03	0,00	0,22	0,12	0,14
FeO	0,01	0,00	0,03	0,07	0,16	0,09	0,10	0,08	0,36	0,11	0,18
Total	100,19	100,08	99,69	99,89	100,04	100,01	100,92	100,62	96,31	99,21	98,88
Si	1,00	1,00	1,00	0,99	0,96	0,99	0,99	0,99	0,97	0,99	0,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,92	0,89	0,89	0,94	0,97	0,95	0,95	0,94	0,95	0,94	0,96
Hf	0,08	0,11	0,11	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
U2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Segunda zona intermedia											
Muestras	A18ap24	A18ap26	A18ap27	A18ap28	A18ap29	A18ap31	A18ap33	A18ap36	A18ap37	A18ap39	A18ap46
SiO ₂	31,91	29,39	28,92	29,65	31,53	31,71	31,69	31,60	29,88	31,73	29,81
TiO ₂	0,02	0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00
ZrO ₂	62,49	61,66	59,28	60,01	62,76	63,35	63,16	62,41	61,48	62,70	61,58
HfO ₂	5,26	4,76	4,67	4,64	4,89	5,04	4,94	5,14	4,64	4,98	4,85
ThO ₂	0,04	0,04	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,00	0,10	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	1,29	1,62	1,61	1,51	1,39	1,22	1,30	1,49	1,61	1,49	1,40
U ₂ O ₃	0,14	0,09	0,68	0,39	0,16	0,13	0,12	0,10	0,61	0,13	0,24
CaO	0,00	0,57	0,29	0,28	0,11	0,00	0,04	0,10	0,14	0,09	0,18
FeO	0,07	0,44	0,79	0,43	0,17	0,03	0,02	0,12	0,41	0,12	0,25
Total	101,22	98,69	96,37	96,98	101,04	101,58	101,27	101,02	98,82	101,27	98,32
Si	0,99	0,95	0,95	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,96	0,98	0,96
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,94	0,97	0,95	0,95	0,95	0,96	0,96	0,95	0,96	0,95	0,97
Hf	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
U2	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01

Tabla.9.2.9-2b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de circón de la primera zona intermedia de las pegmatitas de tipo IV (A), del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos.

Tercera zona intermedia												
Muestras	K100C-B66-1	K100C-B66-2	K100C-B68-3	K100C-B69-4	k100c-b-24	k100c-b-29	k100b-c-2	k100b-c-3	k100b-c-4	k100b-c-5	k100b-c-6	k100b-c-7
SiO ₂	30,03	31,03	27,43	30,80	30,47	30,37	30,49	29,35	28,88	29,39	29,65	28,67
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO ₂	55,97	56,12	51,54	57,22	56,89	57,45	61,27	58,56	60,12	59,18	56,98	59,08
HfO ₂	11,68	11,54	10,67	10,76	11,31	10,08	8,70	10,57	9,83	9,85	10,97	10,91
ThO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,06	0,09	0,91	0,00	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,11	0,03
FeO	0,11	0,09	2,18	0,04	0,07	0,03	0,23	0,22	0,19	0,18	0,43	0,10
Total	97,85	98,87	92,73	98,82	98,76	97,93	100,76	98,70	99,02	98,60	98,14	98,79
Si	0,99	1,00	0,96	1,00	0,99	0,99	0,97	0,96	0,95	0,96	0,98	0,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zr	0,90	0,89	0,88	0,90	0,90	0,91	0,95	0,94	0,96	0,94	0,91	0,95
Hf	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,09	0,08	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10
Th	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U ²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00

Tabla.7.2.7b1. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de feldespato potásico asociados a las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

	Z.Borde	P.zona intermedia		Segunda zona intermedia				Tercera zona intermedia		
Muestras	PA1F	PA1G	PA2G	PA4AF	PA4BF	PA5AF	PA5BF	PA10G	PA11F	PA16F
P ₂ O ₅	0,30	0,22	0,20	0,34	0,30	0,37	0,28	0,26	0,17	0,17
SiO ₂	65,73	59,83	61,58	55,91	62,18	57,35	59,02	58,98	61,00	59,87
Al ₂ O ₃	18,95	17,76	18,06	17,28	18,92	17,17	18,18	17,63	18,44	18,20
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,17	0,11	0,15	0,16	0,14	0,20	0,12	0,11	0,09	0,09
MgO	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	0,15	0,13	0,16	1,12	0,11	3,44	0,22	0,19	0,07	0,07
Na ₂ O	3,03	2,64	1,97	2,61	2,76	2,46	2,52	2,63	2,06	2,30
K ₂ O	11,75	11,03	12,07	10,62	11,53	10,74	11,45	10,90	12,56	11,97
Total	100,07	91,75	94,22	88,07	95,96	91,78	91,81	90,71	94,43	92,69
P	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Si	2,98	2,97	2,98	2,91	2,95	2,89	2,94	2,96	2,95	2,95
Al	1,01	1,04	1,03	1,06	1,06	1,02	1,07	1,04	1,05	1,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,19	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,27	0,25	0,18	0,26	0,25	0,24	0,24	0,26	0,19	0,22
K	0,68	0,70	0,74	0,71	0,70	0,69	0,73	0,70	0,78	0,75
Or	71,30	72,79	79,45	68,43	72,93	61,82	74,04	72,39	79,74	77,11
Ab	27,92	26,48	19,67	25,51	26,48	21,55	24,75	26,57	19,89	22,50
An	0,78	0,73	0,88	6,06	0,59	16,63	1,21	1,04	0,37	0,39

Tabla.7.2.6b1. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de elementos traza en cristales de feldespato potásico asociados a las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl.

Muestras	PA1F	PA1G	PA2G	PA4AF	PA4BF	PA5AF	PA5BF	PA10G	PA11F	PA16F
As	0,18	0,36	0,84	1,21	0,62	0,90	0,67	0,44	0,13	1,21
Ba	162,12	126,51	386,21	379,92	117,73	375,83	92,68	149,68	122,97	460,43
Co	0,08	0,44	0,15	0,36	0,03	0,19	0,02	0,18	0,00	0,07
Cr	109,41	76,47	78,86	60,54	63,50	68,79	77,46	70,45	67,04	68,48
Cs	79,70	39,32	27,03	10,10	7,13	8,85	28,76	54,33	71,56	14,06
Cu	0,40	0,36	1,14	0,31	0,64	4,20	0,27	1,25	0,45	0,34
F	34,90	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	16,55	0,00	0,11
Nb	47,59	3,87	34,70	6,49	31,12	2,11	2,35	1,89	6,95	0,81
Ni	3,94	4,44	4,11	4,89	4,36	4,39	5,81	2,67	5,13	2,97
Pb	46,34	49,91	66,02	34,06	43,56	33,39	49,83	51,13	35,28	48,62
Rb	470,89	374,68	290,58	375,60	420,00	397,65	406,85	393,06	1153,00	364,61
S	0,01	704,30	434,60	1258,40	338,60	617,70	735,90	776,50	581,80	686,90
Sn	8,89	8,65	0,00	0,01	0,00	6,49	3,00	10,07	9,14	0,00
Sr	80,15	71,33	96,60	93,68	35,05	92,19	36,64	71,64	47,96	111,79
V	6,47	3,98	5,71	6,31	4,50	9,10	3,30	6,43	6,64	6,48
Y	1,36	1,24	1,34	2,26	1,97	3,40	2,07	2,03	0,00	1,17
Zn	4,93	2,68	3,78	2,88	4,57	5,94	2,08	4,77	1,20	2,66
Zr	25,34	21,26	18,63	21,05	11,57	18,73	16,66	15,70	17,38	12,92
La	17,16	1,83	12,20	2,26	4,22	14,09	6,77	8,57	11,66	6,28
Ga	11,14	10,15	9,80	9,24	11,82	9,17	10,39	11,97	18,00	8,87
W	0,53	5,12	5,61	5,84	4,41	11,99	6,07	6,45	2,47	4,56
Hf	3,61	5,75	6,09	6,51	6,76	6,86	6,88	6,35	3,84	5,74
Th	0,04	0,05	0,00	0,24	0,14	0,11	0,21	0,00	0,00	0,18
Nd	6,75	7,87	9,02	11,37	8,23	12,25	6,38	6,24	5,43	11,58
Ce	0,25	3,37	7,47	15,22	4,71	18,65	7,03	0,04	0,00	16,00

Tabla.7.2.7c1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespatos de las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Primera zona intermedia</i>					<i>Tercera zona intermedia</i>								
Muestras	pa1f-1	pa1f-12	pa1g-13	pa1g-14	pa8-15	pa8-16	pa8-17	pa8-18	pa8-19	pa8-20	pa8-21	pa8-22	pa8-23
P ₂ O ₅	0,18	0,07	0,33	0,36	0,33	0,26	0,31	0,44	0,29	0,08	0,10	0,17	0,05
SiO ₂	65,40	63,51	64,74	64,26	65,12	64,68	63,47	63,51	64,07	68,69	68,50	67,92	69,47
Al ₂ O ₃	19,28	19,66	19,02	19,18	19,29	18,56	18,87	19,09	19,18	20,22	19,92	20,20	20,26
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
FeO	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,04	0,04	0,02	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
MnO	0,00	0,15	0,05	0,01	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
Na ₂ O	0,58	0,43	0,54	0,49	0,58	0,49	0,50	0,43	0,59	11,69	12,05	10,61	10,78
K ₂ O	14,30	14,64	15,27	14,30	14,47	14,96	15,45	15,39	15,27	0,14	0,06	0,08	0,08
Total	99,75	98,50	100,03	98,60	99,79	99,00	98,63	98,87	99,43	100,88	100,68	99,03	100,66
P	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Si	2,99	2,96	2,97	2,98	2,98	2,99	2,96	2,96	2,96	2,97	2,98	2,98	3,00
Al	1,04	1,08	1,03	1,05	1,04	1,01	1,04	1,05	1,05	1,03	1,02	1,04	1,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,98	1,01	0,90	0,90
K	0,83	0,87	0,89	0,84	0,84	0,88	0,92	0,91	0,90	0,01	0,00	0,00	0,00
Or	94,19	95,73	94,85	95,05	94,26	95,21	95,31	95,93	94,45	0,78	0,33	0,49	0,49
Ab	5,81	4,27	5,10	4,95	5,74	4,74	4,69	4,07	5,55	99,17	99,67	99,35	99,51
An	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,16	0,00

Tabla.8.2.8a1. Análisis químico por ICP-MS de elementos traza en cristales de feldespato potásico asociados a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl

		Zona de borde			Primera zona intermedia					2ª Zona
Muestras		A13	A40C	A40B	A6B	A14A	A15D	A22B	A23A	A34B
P	%	0,21	0,33	0,34	0,22	0,27	0,26	0,22	0,22	0,25
Al	%	9,15	9,03	9,72	9,89	>10	>10	9,76	9,99	>10
Fe	%	0,11	0,17	0,15	0,06	0,05	0,07	0,10	0,09	0,08
Ti	%	0,00	0,00	0,00	0,00	<.001	<.001	0,00	0,00	<.001
Mg	%	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	0,03	<.02	<.02
Ca	%	0,05	0,60	0,63	0,11	0,14	0,18	0,16	0,17	0,16
Na	%	1,75	6,51	7,19	2,66	1,98	2,05	2,13	2,50	1,69
K	%	9,43	0,74	0,98	9,82	>10	>10	>10	9,19	>10
S	%	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04
Li	ppm	4,20	150,40	196,30	166,70	138,00	171,90	135,20	39,90	151,80
Rb	ppm	429,80	224,50	283,00	>2000	1962,80	>2000	>2000	1276,50	>2000
Cs	ppm	10,20	48,80	59,10	663,30	357,50	398,00	191,50	88,30	487,80
Sr	ppm	26,00	41,00	36,00	67,00	30,00	78,00	103,00	103,00	102,00
Ba	ppm	64,00	8,00	12,00	90,00	44,00	39,00	73,00	166,00	32,00
Sc	ppm	0,10	0,30	0,60	<.1	0,10	0,10	<.1	<.1	<.1
Cu	ppm	4,10	2,58	1,68	1,50	0,82	0,66	5,89	1,85	7,48
Zn	ppm	10,90	20,50	26,30	2,10	1,10	2,30	7,00	4,80	4,60
Sn	ppm	0,10	26,40	28,60	2,10	1,00	1,10	1,50	2,30	4,80
Zr	ppm	0,60	4,90	11,00	0,20	0,30	0,20	<.2	0,50	<.2
Hf	ppm	0,06	0,41	0,73	0,03	0,04	0,03	<.02	0,03	<.02
Nb	ppm	0,27	9,61	18,16	0,44	1,11	3,99	0,06	0,58	0,13
Ta	ppm	0,40	10,40	22,10	0,80	0,80	6,80	0,20	0,70	0,30
Ga	ppm	8,95	18,73	23,82	16,13	16,67	16,17	17,58	13,54	15,52
Mo	ppm	0,57	0,45	0,28	0,16	0,16	0,17	0,33	0,16	0,35
Pb	ppm	72,13	5,30	5,05	30,43	18,99	19,14	18,44	36,47	18,44
Ni	ppm	3,00	2,70	1,20	1,70	1,00	1,60	1,60	1,50	1,40
Co	ppm	0,20	<.2	<.2	0,20	<.2	<.2	<.2	<.2	<.2
Cr	ppm	33,00	34,00	21,00	13,00	12,00	13,00	22,00	13,00	20,00
Mn	ppm	22,00	227,00	202,00	35,00	16,00	33,00	17,00	50,00	12,00
As	ppm	<.2	3,10	3,70	10,70	6,30	7,30	5,70	2,40	11,40
Ag	ppb	31,00	<20	<20	54,00	49,00	25,00	47,00	49,00	66,00
Au	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	0,40
Th	ppm	<.1	0,70	1,10	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
U	ppm	0,10	2,10	3,10	0,30	0,20	0,50	0,20	0,40	0,70
Cd	ppm	0,03	1,22	1,43	0,10	0,02	0,06	<.02	0,08	<.02
Sb	ppm	0,07	2,41	2,91	8,61	3,66	7,04	5,14	1,87	10,27
Bi	ppm	0,33	1,81	3,12	0,21	1,00	0,33	1,92	0,40	0,21
V	ppm	<.1	2,00	<.1	<.1	<.1	1,00	1,00	<.1	<.1
W	ppm	0,50	2,70	3,10	0,70	0,90	0,90	0,90	0,60	1,10
Be	ppm	3,00	81,00	7,00	4,00	27,00	6,00	4,00	7,00	8,00
Y	ppm	0,20	0,50	0,70	0,20	0,10	0,30	1,40	0,10	0,90
La	ppm	1,00	1,00	1,00	<.1	<.1	<.1	2,00	<.1	<.1
Ce	ppm	1,17	1,56	1,61	0,48	0,15	0,11	5,79	0,42	0,80
Pr	ppm	0,10	0,10	0,10	0,10	<.1	<.1	0,80	<.1	0,10
Nd	ppm	0,50	0,30	0,50	0,30	0,20	0,10	3,40	<.1	0,50
Sm	ppm	0,10	0,10	0,10	0,10	<.1	<.1	0,60	<.1	0,20
Eu	ppm	<.1	0,10	<.1	<.1	<.1	<.1	0,20	<.1	<.1
Gd	ppm	0,10	0,10	0,10	0,10	<.1	0,10	0,50	<.1	0,20
Tb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1
Dy	ppm	<.1	0,10	0,10	<.1	<.1	<.1	0,30	<.1	0,10
Ho	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	0,10
Tm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1

Tabla.8.2.8a2. Análisis químico por ICP-MS de elementos trazas en cristales de feldespato potásico asociados a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico del Giraúl.

Segunda zona intermedia										
Muestras		A42B	A19B	A8D	A9D	A39A	RE A39A	A37A	A37B	A38B
P	%	0,28	0,26	0,38	0,25	0,19	0,18	0,12	0,27	0,21
Al	%	9,78	9,55	9,75	9,83	>10	>10	9,78	>10	9,51
Fe	%	0,14	0,08	0,07	0,05	0,05	0,05	0,09	0,07	0,05
Ti	%	<.001	<.001	0,00	<.001	0,00	0,00	0,00	<.001	<.001
Mg	%	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02
Ca	%	0,25	0,17	0,20	0,12	0,03	0,03	0,09	0,12	0,07
Na	%	2,08	1,81	2,59	2,03	1,73	1,72	2,01	1,49	1,87
K	%	8,80	>10	9,35	>10	>10	>10	9,55	>10	>10
S	%	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04
Li	ppm	125,00	156,90	491,40	162,90	118,00	118,80	351,00	228,00	118,10
Rb	ppm	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000
Cs	ppm	375,70	820,30	723,40	576,80	479,90	478,40	222,40	359,70	482,20
Sr	ppm	89,00	78,00	60,00	42,00	58,00	56,00	64,00	57,00	35,00
Ba	ppm	38,00	11,00	25,00	12,00	22,00	22,00	36,00	22,00	16,00
Sc	ppm	0,10	<.1	<.1	0,10	0,10	<.1	0,10	<.1	<.1
Cu	ppm	1,25	5,18	1,45	1,32	5,72	5,91	1,94	2,40	0,90
Zn	ppm	5,90	5,60	3,30	2,00	4,80	4,20	28,60	2,90	1,30
Sn	ppm	1,20	0,90	1,40	1,30	1,00	0,90	7,80	1,00	0,80
Zr	ppm	<.2	<.2	4,30	<.2	<.2	<.2	0,30	0,20	<.2
Hf	ppm	<.02	<.02	1,06	<.02	<.02	<.02	<.02	0,04	0,02
Nb	ppm	0,27	0,05	3,84	0,18	0,41	0,28	2,75	0,20	0,22
Ta	ppm	0,40	0,10	6,80	0,40	1,10	0,80	3,10	0,90	0,90
Ga	ppm	14,08	16,48	17,76	17,33	15,97	16,18	19,72	16,10	17,30
Mo	ppm	0,26	0,33	0,18	0,28	0,15	0,18	0,15	0,56	0,11
Pb	ppm	16,28	18,90	17,67	18,75	17,53	17,86	17,04	16,03	17,51
Ni	ppm	1,40	1,30	3,10	0,70	1,10	0,90	2,40	2,40	1,30
Co	ppm	<.2	<.2	0,50	<.2	<.2	<.2	0,20	<.2	<.2
Cr	ppm	19,00	18,00	10,00	11,00	12,00	14,00	12,00	27,00	10,00
Mn	ppm	50,00	36,00	49,00	15,00	5,00	5,00	27,00	16,00	6,00
As	ppm	9,90	10,60	8,50	5,50	4,40	4,80	3,70	4,00	3,50
Ag	ppb	70,00	84,00	33,00	54,00	41,00	49,00	<20	33,00	29,00
Au	ppm	<.1	0,30	<.1	<.1	0,10	0,10	<.1	<.1	<.1
Th	ppm	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1
U	ppm	2,10	0,40	0,90	0,20	0,20	0,20	0,30	0,20	0,20
Cd	ppm	0,02	0,03	0,06	<.02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03
Sb	ppm	8,31	9,22	8,17	5,99	3,60	3,62	2,68	2,93	2,78
Bi	ppm	2,73	0,91	0,47	0,20	0,29	0,28	0,48	0,71	0,34
V	ppm	2,00	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
W	ppm	1,90	1,20	0,90	0,70	0,80	0,80	1,90	0,90	0,70
Be	ppm	3,00	4,00	6,00	4,00	5,00	3,00	18,00	4,00	9,00
Y	ppm	<.1	0,10	0,80	0,10	0,10	0,10	0,30	0,70	0,20
La	ppm	<.1	<.1	1,00	<.1	1,00	1,00	1,00	<.1	<.1
Ce	ppm	<.02	0,12	1,12	0,14	2,43	2,24	2,73	0,90	0,84
Pr	ppm	<.1	<.1	0,20	<.1	0,20	0,20	0,40	0,20	0,10
Nd	ppm	<.1	<.1	0,80	0,10	0,70	0,60	2,00	0,90	0,40
Sm	ppm	<.1	<.1	0,20	<.1	0,10	0,20	0,30	0,20	0,10
Eu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Gd	ppm	<.1	<.1	0,10	<.1	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Tb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Dy	ppm	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1	<.1	0,10	0,10	0,10
Ho	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Tm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1

Tabla.8.2.8a3. Análisis químico por ICP-MS de elementos traza en cristales de feldespato potásico asociados a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl.

Segunda zona intermedia										
Muestras		A36B	A17	A30C	A28B	A26B	A25B	A33D	A37B	A32A
P	%	0,18	0,22	0,21	0,21	0,21	0,28	0,28	0,27	0,25
Al	%	>10	9,93	9,94	>10	9,93	>10	9,58	>10	9,98
Fe	%	0,05	0,16	0,08	0,08	0,09	0,06	0,07	0,07	0,05
Ti	%	<.001	0,00	0,00	0,00	<.001	0,00	0,00	<.001	0,00
Mg	%	<.02	<.02	<.02	0,02	0,02	0,02	0,03	<.02	<.02
Ca	%	0,03	0,17	0,06	0,10	0,15	0,24	0,39	0,12	0,13
Na	%	1,77	2,06	1,87	2,10	2,17	1,97	2,11	1,49	1,91
K	%	9,53	9,39	9,53	>10	8,90	9,85	9,88	>10	9,73
S	%	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04
Li	ppm	93,70	44,60	95,20	132,80	128,30	174,20	163,30	228,00	152,80
Rb	ppm	>2000	1347,70	>2000	1867,70	>2000	1874,20	1956,60	>2000	1874,30
Cs	ppm	389,00	79,90	252,00	62,80	365,90	189,10	193,70	359,70	280,70
Sr	ppm	52,00	99,00	61,00	41,00	85,00	51,00	80,00	57,00	50,00
Ba	ppm	24,00	143,00	30,00	50,00	44,00	38,00	55,00	22,00	26,00
Sc	ppm	<.1	0,60	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10
Cu	ppm	0,71	2,72	1,07	3,71	5,70	4,08	3,97	2,40	3,94
Zn	ppm	1,20	6,00	2,50	6,50	5,30	4,90	8,60	2,90	2,90
Sn	ppm	0,70	5,00	1,30	1,00	0,90	1,20	1,70	1,00	0,90
Zr	ppm	<.2	12,10	<.2	<.2	<.2	<.2	<.2	0,20	<.2
Hf	ppm	<.02	0,80	0,02	<.02	0,02	<.02	<.02	0,04	<.02
Nb	ppm	0,09	6,67	0,33	0,04	0,74	0,22	0,35	0,20	0,11
Ta	ppm	0,10	11,70	0,70	0,10	2,20	0,20	0,80	0,90	0,20
Ga	ppm	16,39	14,71	15,31	17,73	16,30	16,43	16,93	16,10	15,93
Mo	ppm	0,14	0,35	0,21	0,37	0,22	0,37	0,52	0,56	0,48
Pb	ppm	14,88	26,78	15,69	19,04	16,22	16,35	12,56	16,03	15,71
Ni	ppm	0,90	1,70	1,20	1,80	1,30	1,60	1,20	2,40	1,70
Co	ppm	<.2	0,20	0,20	0,20	<.2	<.2	<.2	<.2	<.2
Cr	ppm	13,00	25,00	16,00	11,00	17,00	14,00	13,00	27,00	15,00
Mn	ppm	6,00	77,00	17,00	12,00	16,00	31,00	48,00	16,00	15,00
As	ppm	4,00	4,80	4,00	2,60	6,00	6,40	4,70	4,00	4,80
Ag	ppb	31,00	29,00	21,00	38,00	49,00	45,00	53,00	33,00	39,00
Au	ppm	<.1	<.1	<.1	0,20	0,20	0,20	<.1	<.1	<.1
Th	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
U	ppm	0,20	1,10	0,20	0,30	0,30	0,40	1,60	0,20	0,20
Cd	ppm	<.02	0,04	0,02	<.02	<.02	0,02	<.02	0,02	0,02
Sb	ppm	4,47	1,86	4,04	2,59	4,45	5,79	4,33	2,93	4,33
Bi	ppm	0,21	0,23	0,14	1,27	2,83	1,19	2,12	0,71	1,02
V	ppm	<.1	1,00	1,00	<.1	1,00	1,00	<.1	<.1	<.1
W	ppm	0,60	1,20	0,70	0,50	0,80	0,80	0,80	0,90	0,70
Be	ppm	3,00	10,00	5,00	4,00	5,00	5,00	7,00	4,00	4,00
Y	ppm	0,10	0,60	0,20	0,30	0,50	1,40	0,80	0,70	0,50
La	ppm	1,00	1,00	<.1	1,00	1,00	<.1	1,00	<.1	<.1
Ce	ppm	2,22	1,86	0,58	2,90	2,73	1,39	2,38	0,90	1,23
Pr	ppm	0,20	0,20	0,10	0,40	0,30	0,20	0,30	0,20	0,10
Nd	ppm	0,80	0,50	0,30	1,70	1,20	0,90	1,10	0,90	0,50
Sm	ppm	0,10	0,10	0,10	0,20	0,20	0,30	0,20	0,20	0,20
Eu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10	0,10	<.1	<.1
Gd	ppm	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,30	0,10	0,10	0,10
Tb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Dy	ppm	<.1	<.1	<.1	0,10	0,10	0,20	0,20	0,10	0,10
Ho	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	0,10	<.1	<.1	0,10	0,10	<.1	<.1	0,10
Tm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	0,10	<.1	<.1	0,10	0,10	0,10	<.1	0,10
Lu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1

Tabla.8.2.8a4. Análisis químico por ICP-MS de elementos traza en cristales de feldespato potásico asociados a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico del Giraúl. Las concentraciones de los elementos trazas y REE están expresadas en % y en ppm.

		Segunda zona intermedia				Tercera zona intermedia			
Muestras		A45D	A45C	A46B	A47A	A48A	A49B	A50A	A44A
P	%	0,30	0,62	0,26	0,30	0,26	0,19	0,25	0,25
Al	%	9,90	9,77	>10	9,90	9,98	9,96	>10	9,87
Fe	%	0,14	0,76	0,08	0,04	0,09	0,04	0,06	0,06
Ti	%	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	<.001	0,00	0,00
Mg	%	<.02	0,04	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02
Ca	%	0,29	0,90	0,18	0,17	0,20	0,07	0,22	0,14
Na	%	2,72	7,24	1,77	1,47	1,83	1,94	1,71	2,16
K	%	9,43	0,65	9,77	>10	9,85	9,04	>10	>10
S	%	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04
Li	ppm	219,20	372,40	159,00	306,30	>2000	119,20	151,80	211,80
Rb	ppm	>2000	240,00	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000	>2000
Cs	ppm	609,50	245,20	236,10	404,30	170,30	277,80	281,70	551,50
Sr	ppm	64,00	997,00	40,00	66,00	43,00	45,00	46,00	45,00
Ba	ppm	21,00	20,00	23,00	16,00	28,00	24,00	21,00	17,00
Sc	ppm	0,10	0,70	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Cu	ppm	0,55	2,69	6,95	0,09	8,58	1,10	6,62	0,65
Zn	ppm	10,30	58,30	4,40	1,70	22,70	2,20	4,70	2,80
Sn	ppm	2,00	22,20	1,60	2,00	3,20	1,10	1,00	1,20
Zr	ppm	<.2	1,40	<.2	<.2	<.2	<.2	<.2	0,30
Hf	ppm	<.02	0,14	<.02	0,04	0,03	<.02	<.02	0,13
Nb	ppm	1,33	9,71	0,09	3,02	0,50	0,09	0,10	4,18
Ta	ppm	4,60	13,70	0,60	4,30	2,30	0,30	0,30	12,20
Ga	ppm	17,36	21,58	15,29	17,42	16,43	14,77	16,06	16,93
Mo	ppm	0,13	0,38	0,41	0,12	0,41	0,14	0,31	0,17
Pb	ppm	16,57	4,12	16,67	16,45	15,67	17,40	16,83	16,81
Ni	ppm	1,10	2,10	1,70	0,40	0,90	1,00	1,30	1,00
Co	ppm	<.2	<.2	<.2	<.2	<.2	<.2	<.2	<.2
Cr	ppm	12,00	40,00	21,00	10,00	18,00	12,00	20,00	13,00
Mn	ppm	46,00	260,00	17,00	20,00	52,00	15,00	39,00	27,00
As	ppm	8,80	4,10	7,00	9,10	6,30	6,60	9,30	9,30
Ag	ppb	53,00	<20	93,00	30,00	68,00	44,00	69,00	72,00
Au	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	0,30	<.1	0,20	<.1
Th	ppm	<.1	0,30	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10
U	ppm	1,30	17,60	1,60	0,40	1,20	0,20	0,40	1,10
Cd	ppm	0,11	0,60	0,03	<.02	<.02	0,02	0,02	0,02
Sb	ppm	7,71	3,87	5,40	8,23	3,86	6,49	7,18	7,04
Bi	ppm	1,61	21,49	2,39	0,76	1,19	0,27	7,78	4,83
V	ppm	<.1	6,00	<.1	<.1	1,00	2,00	<.1	1,00
W	ppm	1,10	4,90	0,80	0,90	0,90	0,80	0,70	1,10
Be	ppm	6,00	1646,00	4,00	6,00	7,00	3,00	3,00	45,00
Y	ppm	0,30	0,10	<.1	<.1	<.1	0,50	0,40	<.1
La	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Ce	ppm	0,30	0,24	0,12	<.02	<.02	0,50	0,24	0,02
Pr	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1
Nd	ppm	0,20	<.1	<.1	<.1	<.1	0,30	0,20	<.1
Sm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10	0,10	<.1
Eu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Gd	ppm	0,10	<.1	<.1	<.1	<.1	0,20	0,10	<.1
Tb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Dy	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10	0,10	<.1
Ho	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Tm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1

Tabla.8.2.8b1. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de feldespato potásico asociados a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>feldespatos potásicos</i>										
	<i>R.Encaj</i>	<i>1ª.zona Intermedia</i>			<i>Segunda zona intermedia</i>					
	A21B	A34B	A22B	A7AG	A19B	A11C	A37B	A36A	A36B	A32A
P ₂ O ₅	0,41	0,50	0,43	0,61	0,50	0,45	0,55	0,32	0,50	0,50
SiO ₂	65,42	59,23	59,86	61,14	60,31	61,38	61,02	58,62	60,11	61,86
Al ₂ O ₃	17,11	18,54	19,07	19,09	18,86	19,10	18,96	18,47	18,85	19,20
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,16	0,08	0,12	0,16	0,10	0,08	0,11	0,07	0,11	0,08
MgO	0,00	0,02	0,06	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01
MnO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	0,04	0,27	0,22	0,33	0,22	0,21	0,19	0,01	0,23	0,20
Na ₂ O	2,09	2,09	2,34	2,21	2,12	2,67	1,87	2,16	2,12	2,39
K ₂ O	11,02	11,75	11,22	11,80	11,80	11,14	12,27	11,60	11,73	11,90
Total	96,25	92,49	93,33	95,37	93,95	95,05	95,00	91,28	93,69	96,15
P	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02
Si	3,06	2,92	2,92	2,92	2,92	2,93	2,93	2,94	2,92	2,93
Al	0,94	1,08	1,09	1,07	1,08	1,08	1,07	1,09	1,08	1,07
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,19	0,20	0,22	0,20	0,20	0,25	0,17	0,20	0,20	0,22
K	0,66	0,74	0,70	0,72	0,73	0,68	0,75	0,73	0,73	0,72
Or	77,46	77,51	74,96	76,46	77,55	72,47	80,35	77,48	77,48	75,78
Ab	22,29	20,98	23,79	21,75	21,22	26,39	18,59	21,27	21,27	23,14
An	0,25	1,51	1,25	1,78	1,23	1,14	1,06	1,25	1,25	1,07

Tabla.8.2.8b2. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de elementos traza en cristales de feldespato potásico asociados a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraití.

Borde	1ª.Zona.		Segunda zona intermedia							
	A21B	A22B	A34B	A7A	A19B	A11C	A37B	A36A	A36B	A32A
As	1,66	3,12	8,58	2,63	7,86	3,49	0,37	0,23	8,75	2,94
Ba	92,00	99,30	66,70	58,00	49,00	54,11	52,67	44,37	65,98	53,08
Co	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	116,61	66,17	66,13	92,29	64,89	49,08	83,31	51,58	65,59	60,53
Cs	12,78	204,79	599,95	490,58	951,78	558,99	446,27	479,86	933,38	351,96
Cu	0,29	0,30	1,06	1,30	0,48	0,38	0,26	0,17	1,35	0,46
F	0,00	4,94	0,22	12,25	2,68	0,06	0,77	0,16	0,41	0,04
Nb	43,47	0,12	8,19	39,64	7,36	26,78	5,00	26,49	2,60	13,93
Ni	4,30	6,87	10,26	9,43	9,57	10,38	13,87	10,05	9,40	8,35
Pb	66,33	14,46	16,53	17,98	17,98	15,02	12,98	16,86	15,78	15,23
Rb	434,15	2109,84	3447,00	2549,69	3160,93	2940,99	4039,56	3357,48	3149,60	2146,76
S	524,30	497,40	556,10	337,90	421,30	371,20	398,00	747,10	414,00	334,50
Sn	0,00	13,08	13,77	7,82	9,42	7,38	20,42	5,75	11,59	9,92
Sr	31,91	120,22	114,90	58,42	90,32	122,78	67,05	64,78	88,55	61,40
V	8,15	3,97	8,84	7,12	7,91	6,67	6,82	6,21	11,42	5,50
Y	1,52	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00
Zn	10,81	3,14	2,46	4,42	2,64	3,17	0,12	0,21	3,49	1,40
Zr	14,61	12,69	6,13	14,01	4,39	11,01	8,55	14,97	11,51	8,98
La	11,41	6,75	17,06	11,82	18,75	4,68	0,15	17,81	13,95	12,29
Ga	8,05	24,61	43,17	38,80	58,01	40,07	36,05	38,58	58,69	32,67
W	5,56	0,44	5,18	5,12	4,08	1,47	0,80	2,27	2,73	2,79
Hf	5,86	4,29	3,72	5,12	3,09	4,69	2,39	4,31	4,18	4,30
Th	0,03	0,55	0,66	1,14	1,82	0,02	3,28	1,27	3,48	0,11
Nd	7,07	8,03	6,30	7,63	5,91	5,03	7,43	8,17	5,15	6,75
Ce	0,71	3,95	0,05	2,82	0,01	0,00	2,23	4,54	0,00	0,30

Tabla.8.2.8b3. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de feldespato potásico asociados a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

Feldespatos									
segunda zona intermedia					3 ^a zona intermedia				
	A27B	A26B	A25B	A24B	A33D	A46B	A47AG	A48A	A50F
P ₂ O ₅	0,61	0,48	0,61	0,42	0,67	0,53	0,52	0,50	0,52
SiO ₂	59,93	60,24	64,05	59,51	62,81	59,14	51,63	60,30	59,74
Al ₂ O ₃	18,95	18,96	20,03	18,73	19,64	18,47	16,74	18,88	18,57
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,15	0,11	0,09	0,12	0,10	0,11	0,06	0,01	0,01
MgO	0,09	0,04	0,03	0,04	0,06	0,03	0,02	0,03	0,03
MnO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,31	0,36
CaO	0,41	0,26	0,40	0,15	0,62	0,30	0,36	0,12	0,08
Na ₂ O	2,45	2,63	2,49	2,40	2,50	2,18	1,52	2,16	2,02
K ₂ O	11,14	10,85	11,88	11,28	11,36	11,62	10,92	11,37	11,90
Total	93,73	93,57	99,60	92,66	97,78	92,39	81,79	82,32	81,32
P	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,43	0,45
Si	2,91	2,92	2,92	2,92	2,92	2,92	2,89	2,67	2,65
Al	1,08	1,08	1,08	1,08	1,07	1,07	1,10	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,97
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Ca	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00
Na	0,23	0,25	0,22	0,23	0,23	0,21	0,17	0,19	0,17
K	0,69	0,67	0,69	0,71	0,67	0,73	0,78	0,03	0,03
Or	73,26	72,07	74,29	74,94	72,43	76,57	80,71	85,03	84,24
Ab	24,49	26,50	23,61	24,22	24,24	21,77	17,08	12,85	14,36
An	2,25	1,43	2,11	0,84	3,33	1,66	2,20	2,12	1,40

Tabla.8.2.8b4. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de elementos traza en cristales de feldespato potásico asociados a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil.

<i>Segunda zona intermedia</i>					<i>3ª zona intermedia</i>				
	A27B	A26B	A25B	A24B	A33D	A46B	A47A	A48A	A50
As	2,31	4,05	5,00	0,24	2,56	3,95	4,28	1,68	5,94
Ba	71,15	70,88	96,02	65,76	76,14	43,50	49,23	50,36	67,85
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	70,73	69,08	48,07	50,18	49,42	85,80	53,77	67,44	66,52
Cs	100,04	453,67	220,03	69,45	216,01	277,28	434,46	184,16	336,26
Cu	1,34	0,66	0,22	0,25	0,23	2,15	0,18	4,07	0,98
F	1,44	9,06	31,40	0,08	221,20	6,69	42,00	1,06	67,10
Nb	7,41	23,97	27,32	13,31	24,81	0,19	1,70	0,02	0,39
Ni	6,89	6,72	7,86	7,14	7,26	7,67	12,79	7,82	8,17
Pb	15,47	17,60	14,72	18,58	10,73	18,44	14,46	20,61	15,44
Rb	1971,80	2322,27	2092,88	1951,58	2109,35	2847,89	4818,89	2668,28	2789,95
S	572,60	611,40	14,40	584,40	157,30	627,30	1580,60	550,20	545,60
Sn	22,19	16,10	15,77	12,65	10,15	8,45	21,54	6,50	12,39
Sr	54,22	101,22	66,36	56,02	99,36	44,43	76,86	49,31	50,00
V	6,21	7,11	6,71	5,66	5,19	9,62	4,73	5,93	3,73
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,23	0,00	0,00
Zn	18,26	2,29	3,46	4,52	6,48	3,37	0,04	22,08	1,81
Zr	15,50	5,63	8,41	19,01	10,66	12,41	9,17	13,02	6,52
La	6,51	18,46	13,82	0,32	16,52	19,07	15,47	10,37	12,68
Ga	21,85	36,79	25,95	20,48	24,66	27,57	35,59	23,23	29,44
W	3,36	0,99	2,09	2,90	2,55	3,77	1,38	3,54	1,45
Hf	4,30	3,39	3,57	4,20	4,28	3,82	2,70	3,99	2,28
Th	0,51	5,38	0,08	0,28	2,36	2,81	0,59	2,66	7,13
Nd	7,11	10,84	4,98	7,47	8,82	8,77	6,66	8,37	8,47
Ce	0,96	13,28	0,00	2,08	6,72	6,60	0,13	5,23	5,62

Tabla 8.2.8-4B-a1. Análisis químico por ICP-MS de cristales de feldespato potásico asociados a la pegmatita de tipo IV (B) del campo pegmatítico del Girauil.

Zona de borde		1ª zona intermedia			2ª zona
Muestras		B1B	B1C	B2C	B1D
P	%	0,165	0,344	0,332	0,336
Al	%	9,95	>10	>10	>10
Fe	%	0,05	0,06	0,05	0,05
Ti	%	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	%	<.02	<.02	<.02	<.02
Ca	%	0,08	0,17	0,17	0,12
Na	%	2,569	2,43	2,336	2,179
K	%	9,62	>10	9,77	>10
S	%	<.04	<.04	<.04	<.04
Li	ppm	9	116,4	114,9	61,2
Rb	ppm	445,8	1785,4	1695,8	>2000
Cs	ppm	6,3	203,2	197,7	222,9
Sr	ppm	13	51	48	32
Ba	ppm	34	66	65	25
Sc	ppm	0,1	<.1	0,1	0,1
Cu	ppm	0,88	7,43	7,06	5,76
Zn	ppm	1,1	17,7	15,2	6,1
Zr	ppm	<.2	0,2	<.2	<.2
Hf	ppm	<.02	0,02	<.02	<.02
Nb	ppm	<.04	2,41	2,51	0,04
Ta	ppm	<.1	1,3	1,2	<.1
Ga	ppm	12,93	22,41	21,84	22,52
Mo	ppm	<.05	0,43	0,63	0,54
Pb	ppm	39,95	29,23	27,47	16,82
Sn	ppm	2,7	5,2	5,3	2,5
Ni	ppm	1,1	3	2,4	3,4
Co	ppm	0,2	0,2	0,2	0,5
Cr	ppm	9	16	13	13
Mn	ppm	14	26	22	12
As	ppm	<.2	0,9	1,2	<.2
Ag	ppb	52	74	72	42
Au	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Th	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
U	ppm	<.1	0,1	0,1	<.1
Cd	ppm	0,03	0,26	0,26	0,03
Sb	ppm	0,04	1,5	1,46	0,84
Bi	ppm	0,08	<.04	0,04	0,04
V	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
W	ppm	0,5	0,5	0,5	0,3
Be	ppm	1	4	5	5
Y	ppm	0,2	<.1	<.1	0,1
La	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Ce	ppm	0,29	0,11	0,08	0,18
Pr	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Nd	ppm	0,2	<.1	<.1	0,1
Sm	ppm	0,1	<.1	<.1	<.1
Eu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Gd	ppm	0,1	<.1	<.1	<.1
Tb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Dy	ppm	0,1	<.1	<.1	<.1
Ho	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Tm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1

Tabla.8.2.8-4B-b1. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de feldespato potásico asociados a las pegmatitas de tipo IV (B) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Feldespato potásico</i>			
<i>Zona de borde</i>		<i>1ª zona intermedia</i>	<i>2ª zona intermedia</i>
Muestras	B1B	B1C	B1D
P ₂ O ₅	0,27	0,60	0,61
SiO ₂	55,93	57,71	60,70
Al ₂ O ₃	17,16	18,36	19,07
TiO ₂	0,00	0,00	0,00
FeO	0,07	0,07	0,06
MgO	0,02	0,01	0,01
MnO	0,00	0,01	0,00
CaO	0,12	0,23	0,18
Na ₂ O	2,65	2,68	2,57
K ₂ O	10,49	10,74	11,49
Total	86,72	90,42	94,69
P	0,01	0,03	0,02
Si	2,94	2,90	2,92
Al	1,06	1,09	1,08
Ti	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01
Na	0,27	0,26	0,24
K	0,70	0,69	0,70
Or	71,75	71,60	73,93
Ab	27,57	27,10	25,09
An	0,68	1,29	0,98

Tabla.8.2.8-4B-b2. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de elementos traza en cristales de feldespatos potásicos asociados a la pegmatita de tipo IV (B) del campo pegmatítico de Giraúl.

Muestra	B1B	B1C	B1D
As	0,46	0,13	0,10
Ba	53,29	79,64	58,06
Co	0,02	0,00	0,00
Cr	48,54	52,03	53,47
Cs	12,80	239,63	244,71
Cu	0,18	0,54	0,50
F	0,00	0,00	0,00
Nb	7,73	1,19	0,53
Ni	3,05	6,08	10,14
Pb	37,91	25,68	14,98
Rb	464,34	1810,53	2798,11
S	1252,00	840,50	402,80
Sn	0,08	21,09	48,71
Sr	18,62	65,09	53,61
V	5,69	4,51	8,46
Y	1,58	0,00	0,00
Zn	0,61	14,33	3,09
Zr	10,34	13,24	18,31
La	2,31	11,76	9,79
Ga	13,60	31,78	31,70
W	5,21	1,39	3,57
Hf	6,14	3,15	2,18
Th	0,01	0,61	0,04
Nd	6,02	8,14	5,61
Ce	0,01	4,28	0,00

Tabla.8.2.8-4B-c1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespato potásico de la pegmatita de tipo IV (B) del campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Segunda zona intermedia Pegmatita tipo IV (B)</i>			
Muestras	b2b-177	b2b-178	b2b-180
P ₂ O ₅	0,73	0,77	0,6
SiO ₂	64,8	64,69	64,35
Al ₂ O ₃	18,61	18,87	18,82
TiO ₂	0	0	0,01
FeO	0,01	0,01	0
MgO	0	0	0
MnO	0	0	0
CaO	0	0	0
Na ₂ O	0,61	0,55	0,66
K ₂ O	15,61	15,67	15,61
Total	100,74	100,81	100,31
P	0,03	0,03	0,02
Si	2,97	2,96	2,96
Al	1,00	1,02	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,05	0,06
K	0,91	0,91	0,92
Or	94,39	94,94	93,96
Ab	5,61	5,06	6,04
An	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8-4C.b1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespato potásico de la pegmatita de tipo IV (C) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

Zona de borde						Primera zona intermedia				2ª zona intermedia			
Muestras	kk500c-1	kk500c-2	kk500c-3	kk500c-4	kk500c-5	kk500u-1	kk500u-2	kk500u-3	kk500u-4	kk500p-3	kk500e-1	kk500e-2	kk500e-3
P ₂ O ₅	0,43	0,41	0,51	0,46	0,34	0,49	0,44	0,34	0,43	0,77	0,05	0,09	0,26
SiO ₂	67,95	68,31	62,93	63,48	63,50	63,87	63,70	63,43	64,10	63,71	67,59	67,05	63,99
Al ₂ O ₃	20,24	20,56	19,33	19,38	19,20	19,03	19,20	19,17	19,19	19,39	19,87	19,75	18,85
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02
FeO	0,00	0,00	0,05	0,03	0,05	0,02	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
MgO	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Na ₂ O	11,82	11,78	0,63	0,46	0,39	0,63	0,46	0,56	0,47	0,51	11,26	9,61	0,60
K ₂ O	0,06	0,08	15,57	14,44	15,78	14,18	14,51	14,31	13,39	14,50	0,06	0,04	14,37
Rb ₂ O	0,18	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,12	0,00
Cs ₂ O	0,02	0,05	0,05	0,10	0,04	0,03	0,10	0,05	0,07	0,05	0,00	0,01	0,03
Total	100,72	101,65	99,08	98,37	99,30	98,26	98,52	97,86	98,18	99,05	99,02	96,85	98,25
P	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01
Si	2,95	2,95	2,93	2,95	2,95	2,97	2,96	2,96	2,98	2,94	2,98	3,00	2,98
Al	1,04	1,05	1,06	1,06	1,05	1,04	1,05	1,06	1,05	1,06	1,03	1,04	1,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,00	0,99	0,06	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,96	0,83	0,05
K	0,00	0,00	0,93	0,86	0,94	0,84	0,86	0,85	0,79	0,85	0,00	0,00	0,85
Rb	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,37	0,50	94,81	95,87	96,76	92,97	94,88	93,76	94,37	94,36	0,39	0,31	94,65
Ab	99,63	99,50	5,19	4,13	3,24	7,03	5,12	6,24	5,63	5,64	99,51	99,69	5,35
On	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00

Tabla.8.2.8-4C.b2. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespato potásico de la pegmatita de tipo IV (C) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Tercera zona intermedia</i>						
Muestras	kk500a-1	kk500h-1	kk500h-2	kk500h-3	kk500h-4	kk500h-5
P ₂ O ₅	0,68	0,03	0,07	0,04	0,67	0,69
SiO ₂	63,98	68,00	67,13	68,48	64,31	63,27
Al ₂ O ₃	19,31	20,01	19,87	19,98	19,39	19,35
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
FeO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,64	11,74	9,56	11,78	0,63	0,54
K ₂ O	15,05	0,06	0,10	0,07	14,08	15,48
Rb ₂ O	0,00	0,23	0,21	0,21	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,06	0,12	0,03	0,12	0,10
Total	99,71	100,13	97,09	100,59	99,23	99,45
P	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
Si	2,95	2,97	3,00	2,98	2,96	2,93
Al	1,05	1,03	1,05	1,02	1,05	1,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	1,00	0,83	0,99	0,06	0,05
K	0,88	0,00	0,01	0,00	0,83	0,91
Rb	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	93,26	0,38	0,77	0,44	94,29	95,49
Ab	6,74	99,62	99,06	99,56	5,71	4,51
On	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00

Tabla 8.2.8-4C-c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de albita de la pegmatita de tipo IV (C) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

Muestras	kk500c-1	kk500c-2	kk500e-1	kk500h-1	kk500h-2	kk500h-3
P ₂ O ₅	0,43	0,41	0,05	0,03	0,07	0,04
SiO ₂	67,95	68,31	67,59	68,00	67,13	68,48
Al ₂ O ₃	20,24	20,56	19,87	20,01	19,87	19,98
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00
Na ₂ O	11,82	11,78	11,26	11,74	9,56	11,78
K ₂ O	0,06	0,08	0,06	0,06	0,10	0,07
Rb ₂ O	0,18	0,19	0,17	0,23	0,21	0,21
Cs ₂ O	0,02	0,05	0,00	0,06	0,12	0,03
Total	100,72	101,65	99,02	100,13	97,09	100,59
P	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	2,95	2,95	2,98	2,97	3,00	2,98
Al	1,04	1,05	1,03	1,03	1,05	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,00	0,99	0,96	1,00	0,83	0,99
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Rb	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,37	0,50	0,39	0,38	0,77	0,44
Ab	99,63	99,50	99,51	99,62	99,06	99,56
On	0,00	0,00	0,10	0,00	0,18	0,00

Tabla.9.2.9a1. Análisis químico por ICP-MS de elementos traza en cristales de feldespato potásico de la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl.

Muestras		Z.borde	1ª zona Intermedia	2ª zona intermedia		3ª zona intermedia
		k50	k60	k54	k52	k53
P	%	0,18	0,249	0,29	0,31	0,30
Al	%	9,26	9,83	9,85	9,53	10,18
Fe	%	0,11	0,1	0,11	0,13	0,07
Ti	%	<.001	0,001	0,00	0,00	0,00
Mg	%	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02
Ca	%	0,1	0,2	0,12	0,22	0,06
Na	%	1,783	2,319	2,15	1,72	1,87
K	%	8,57	8,63	8,87	8,58	9,29
S	%	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04
Li	ppm	2,00	37,70	104,20	275,00	71,70
Rb	ppm	630,80	722,80	1944,50	>2000	>2000
Cs	ppm	7,50	18,70	72,70	415,80	369,70
Sr	ppm	142	129	114	30	37
Ba	ppm	348	294	72	82	54
Sc	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Cu	ppm	1,96	2,65	1,09	1,59	1,44
Zn	ppm	1,7	1,2	4,6	7,8	1,7
Sn	ppm	1	3,6	1,9	1,9	0,9
Zr	ppm	3,3	0,9	0,3	0,8	<.2
Hf	ppm	0,24	0,04	<.02	0,08	<.02
Nb	ppm	0,12	0,27	0,07	3,31	0,04
Ta	ppm	0,2	0,3	0,1	10,4	0,1
Ga	ppm	10,42	14,29	19,91	19,57	22,07
Mo	ppm	0,46	0,24	0,28	0,44	0,32
Pb	ppm	53,46	41,86	27,04	28,24	22,19
Ni	ppm	2,2	1,5	1,6	2,1	1,9
Co	ppm	0,3	<.2	0,2	<.2	0,2
Cr	ppm	32	15	36	20	34
Mn	ppm	20	12	18	37	6
As	ppm	0,4	0,8	1,2	7	1,6
Ag	ppb	26	40	51	119	60
Au	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	0,1
Th	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
U	ppm	0,5	0,5	0,4	2,4	0,2
Cd	ppm	0,02	0,03	0,02	0,03	<.02
Sb	ppm	0,09	0,11	2,37	10,92	3,15
Bi	ppm	0,11	0,06	0,78	0,13	0,04
V	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
W	ppm	0,5	0,5	0,4	1,3	0,4
Be	ppm	2	5	4	16	4
Y	ppm	0,6	0,3	<.1	<.1	<.1
La	ppm	0,4	0,2	0,1	<.1	<.1
Ce	ppm	0,62	0,31	0,09	0,06	0,02
Pr	ppm	0,1	<.1	<.1	<.1	<.1
Nd	ppm	0,3	0,1	<.1	<.1	<.1
Sm	ppm	0,1	<.1	<.1	<.1	<.1
Eu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Gd	ppm	0,1	<.1	<.1	<.1	<.1
Tb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Dy	ppm	0,1	0,1	<.1	<.1	<.1
Ho	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Tm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Yb	ppm	0,1	<.1	<.1	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1

Tabla.9.2.9c1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldspatos de la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

Muestras	Zona de borde							Primera zona intermedia						
	k50-3	k50-4	k50-5	k50-6	k49-8	k49-9	k49-10	k40-1	k40-2	k40-3	k40-4	k40-5	k40-1	k40-2
P ₂ O ₅	0,57	0,54	0,60	0,84	0,21	0,18	0,27	0,12	0,09	0,00	0,03	0,00	0,60	0,05
SiO ₂	63,27	63,32	62,83	62,42	68,23	67,90	67,09	68,07	67,56	67,86	67,90	68,33	67,71	67,68
Al ₂ O ₃	19,17	18,79	19,10	19,19	19,75	19,93	19,76	19,74	19,92	19,79	19,93	19,68	20,31	19,63
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
FeO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
MnO	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00
Na ₂ O	0,57	0,56	0,59	0,59	11,70	11,59	9,79	11,42	11,67	10,99	11,73	10,73	11,47	11,56
K ₂ O	15,43	15,13	15,11	15,26	0,06	0,07	0,08	0,09	0,07	0,10	0,07	0,07	0,08	0,04
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,13	0,18	0,13	0,12	0,16	0,14	0,20	0,16	0,21
Cs ₂ O	0,05	0,04	0,00	0,09	0,04	0,05	0,04	0,00	0,09	0,02	0,23	0,16	0,04	0,16
Total	99,17	98,71	98,57	98,56	100,29	100,34	97,40	100,16	99,73	99,28	100,14	99,22	100,44	99,37
P	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Si	2,94	2,96	2,94	2,92	2,98	2,97	2,99	2,98	2,97	2,99	2,97	3,00	2,95	2,98
Al	1,05	1,03	1,05	1,06	1,02	1,03	1,04	1,02	1,03	1,03	1,03	1,02	1,04	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,05	0,05	0,05	0,99	0,98	0,85	0,97	0,99	0,94	1,00	0,91	0,97	0,99
K	0,92	0,90	0,90	0,91	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	94,09	94,08	93,77	93,83	0,30	0,35	0,48	0,46	0,35	0,53	0,35	0,38	0,41	0,20
Ab	5,91	5,92	6,23	6,17	99,70	99,65	99,52	99,54	99,65	99,47	99,65	99,46	99,34	99,80
An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,25	0,00

Tabla.9.2.9c2. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldspatos de la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

Muestras	Primera zona intermedia						Segunda zona intermedia								
	k60-1	k60-2	k60-3	k60-4	k60-5	k60-6	k43-1	k43-2	k43-3	k43-4	k43-5	k54-3	k54-4	k54-5	
P ₂ O ₅	0,09	0,15	0,07	0,17	0,13	0,64	0,10	0,09	0,01	0,10	0,00	0,15	0,05	0,04	
SiO ₂	68,47	66,95	68,06	67,25	68,45	62,45	68,44	67,29	66,50	67,94	68,18	63,71	67,55	68,22	
Al ₂ O ₃	19,78	19,91	19,79	19,57	20,18	19,12	19,11	19,64	19,51	19,60	19,51	18,76	19,47	19,75	
TiO ₂	0	0,01	0	0	0	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0	0	0	
FeO	0	0	0	0	0,01	0,02	0,04	0,00	0,01	0,04	0,00	0,04	0,02	0	
MgO	0,03	0	0	0	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0	0	
MnO	0,01	0	0	0	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02	0	0	
CaO	0	0,01	0,01	0,02	0	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0	0	0	
Na ₂ O	11,99	9,93	11,77	8,25	11,79	0,60	11,27	11,35	11,27	11,57	11,67	0,29	11,3	11,64	
K ₂ O	0,05	0,04	0,06	0,06	0,03	15,20	0,03	0,05	0,06	0,04	0,05	15,13	0,09	0,09	
Rb ₂ O	0,15	0,15	0,18	0,14	0,19	0,00	0,19	0,18	0,18	0,17	0,17	0	0,16	0,18	
Cs ₂ O	0,03	0,06	0	0,03	0	0,12	0,09	0,00	0,02	0,06	0,00	0,08	0	0,01	
Total	100,6	97,22	99,92	95,5	101,06	98,96	99,31	98,62	97,56	99,58	99,83	98,65	98,68	99,94	
P	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
Si	2,98	2,99	2,98	3,03	2,97	2,93	3,01	2,98	2,98	2,98	2,99	2,98	2,99	2,98	
Al	1,01	1,05	1,02	1,04	1,03	1,06	0,99	1,03	1,03	1,01	1,01	1,03	1,02	1,02	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	1,01	0,86	1,00	0,72	0,99	0,05	0,96	0,97	0,98	0,99	0,99	0,03	0,97	0,99	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,91	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,01	0,01	
Rb	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Or	0,24	0,24	0,30	0,43	0,15	93,71	0,16	0,26	0,31	0,20	0,25	96,84	0,47	0,45	
Ab	99,76	99,71	99,65	99,44	99,85	6,29	99,79	99,74	99,64	99,80	99,65	3,16	99,53	99,55	
An	0,00	0,06	0,05	0,14	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	

Tabla.9.2.9c3. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespatos de la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>2ª zona intermedia</i>		<i>Tercera zona intermedia</i>			
Muestras	k54-6	k53-1	k53-2	k53-3	k53-4
P ₂ O ₅	0,02	0,06	0,19	0,16	0,09
SiO ₂	67,75	67,75	67,81	67,48	67,87
Al ₂ O ₃	19,91	19,89	19,94	20,15	19,91
TiO ₂	0	0	0	0	0
FeO	0	0,03	0	0,02	0
MgO	0,01	0,01	0	0	0,01
MnO	0,02	0	0	0	0,04
CaO	0,02	0	0	0,01	0,02
Na ₂ O	11,66	11,9	11,05	11,76	11,7
K ₂ O	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06
Rb ₂ O	0,19	0,17	0,11	0,17	0,14
Cs ₂ O	0,07	0,03	0,08	0	0,1
Total	99,73	99,91	99,27	99,82	100,13
P	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Si	2,97	2,97	2,98	2,96	2,97
Al	1,03	1,03	1,03	1,04	1,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,99	1,01	0,94	1,00	0,99
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,35	0,30	0,37	0,30	0,30
Ab	99,55	99,70	99,63	99,65	99,60
An	0,10	0,00	0,00	0,05	0,10

Tabla.9.2.9ca. Análisis químico por ICP-MS de elementos traza en cristales de albita de la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl.

Muestras	Z.borde		1ª zona
		k49	k43
P	%	0,193	0,243
Al	%	10,36	9,58
Fe	%	0,09	0,11
Ti	%	0,001	0,001
Mg	%	<.02	<.02
Ca	%	0,2	0,3
Na	%	8,072	7,674
K	%	0,33	0,54
S	%	<.04	<.04
Li	ppm	350,6	401,7
Rb	ppm	239,7	430,2
Cs	ppm	91,2	237,9
Sr	ppm	33	50
Ba	ppm	2	5
Sc	ppm	<.1	<.1
Cu	ppm	1,7	1,73
Zn	ppm	61,4	36,3
Sn	ppm	11,2	17,7
Zr	ppm	6,4	0,2
Hf	ppm	0,93	0,02
Nb	ppm	84,55	3,77
Ta	ppm	58,4	45,4
Ga	ppm	30,28	31,75
Mo	ppm	0,28	0,35
Pb	ppm	3,45	3,67
Ni	ppm	1,5	1,9
Co	ppm	<.2	<.2
Cr	ppm	14	16
Mn	ppm	52	71
As	ppm	12,6	2,1
Ag	ppb	<20	39
Au	ppm	<.1	<.1
Th	ppm	3,5	1
U	ppm	30,1	3,9
Cd	ppm	0,11	0,2
Sb	ppm	6,91	4,98
Bi	ppm	0,08	0,46
V	ppm	<1	<1
W	ppm	1,8	1,1
Be	ppm	11	21
Y	ppm	0,1	0,3
La	ppm	0,1	0,3
Ce	ppm	0,14	0,25
Pr	ppm	<.1	0,1
Nd	ppm	<.1	0,3
Sm	ppm	<.1	<.1
Eu	ppm	<.1	<.1
Gd	ppm	<.1	0,1
Tb	ppm	<.1	<.1
Dy	ppm	<.1	<.1
Ho	ppm	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1
Tm	ppm	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1

Tabla.9.2.9d1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de albita de la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso.

Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

Muestras	Zona de borde			Primera zona intermedia						
	k49-8	k49-9	k49-10	k40-1	k40-2	k40-3	k40-4	k40-5	k40-6	k40-7
P ₂ O ₅	0,21	0,18	0,27	0,12	0,09	0,00	0,03	0,00	0,60	0,05
SiO ₂	68,23	67,90	67,09	68,07	67,56	67,86	67,90	68,33	67,71	67,68
Al ₂ O ₃	19,75	19,93	19,76	19,74	19,92	19,79	19,93	19,68	20,31	19,63
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
FeO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
MnO	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00
Na ₂ O	11,70	11,59	9,79	11,42	11,67	10,99	11,73	10,73	11,47	11,56
K ₂ O	0,06	0,07	0,08	0,09	0,07	0,10	0,07	0,07	0,08	0,04
Rb ₂ O	0,15	0,13	0,18	0,13	0,12	0,16	0,14	0,20	0,16	0,21
Cs ₂ O	0,04	0,05	0,04	0,00	0,09	0,02	0,23	0,16	0,04	0,16
Total	100,29	100,34	97,40	100,16	99,73	99,28	100,14	99,22	100,44	99,37
P	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Si	2,98	2,97	2,99	2,98	2,97	2,99	2,97	3,00	2,95	2,98
Al	1,02	1,03	1,04	1,02	1,03	1,03	1,03	1,02	1,04	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,99	0,98	0,85	0,97	0,99	0,94	1,00	0,91	0,97	0,99
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,30	0,35	0,48	0,46	0,35	0,53	0,35	0,38	0,41	0,20
Ab	99,70	99,65	99,52	99,54	99,65	99,47	99,65	99,46	99,34	99,80
An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,25	0,00

Tabla.9.2.9d2. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de albita de la pegmatita de tipo V de campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Segunda zona intermedia</i>					
Muestras	k43-1	k43-2	k43-3	k43-4	k43-5
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,01	0,10	0,00
SiO ₂	68,44	67,29	66,50	67,94	68,18
Al ₂ O ₃	19,11	19,64	19,51	19,60	19,51
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
FeO	0,04	0,00	0,01	0,04	0,00
MgO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
MnO	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
Na ₂ O	11,27	11,35	11,27	11,57	11,67
K ₂ O	0,03	0,05	0,06	0,04	0,05
Rb ₂ O	0,19	0,18	0,18	0,17	0,17
Cs ₂ O	0,09	0,00	0,02	0,06	0,00
Total	99,31	98,62	97,56	99,58	99,83
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,01	2,98	2,98	2,98	2,99
Al	0,99	1,03	1,03	1,01	1,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,96	0,97	0,98	0,99	0,99
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	0,16	0,26	0,31	0,20	0,25
Ab	99,79	99,74	99,64	99,80	99,65
An	0,05	0,00	0,05	0,00	0,10

Tabla.5.2.6b. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de feldespato potásico asociado a las pegmatitas de tipo I del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Primera zona intermedia</i>					<i>Segunda zona intermedia</i>			
Muestras	P4abcfrx-3	P10ABfrx-1	P11abcfrx-2	Q1	U3A	U1	Y1Afrx-5	W1Afrx-4
PO ₂ O ₅	0,50	0,13	0,27	0,16	0,53	0,27	0,28	0,23
SiO ₂	60,31	61,49	59,77	65,79	59,69	58,90	59,75	61,26
Al ₂ O ₃	18,71	18,71	18,29	0,00	0,00	0,00	18,34	18,78
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	14,45	18,75	18,08	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00
MnO	0,01	0,00	0,00	0,10	0,17	0,05	0,00	0,00
FeO	0,09	0,08	0,10	0,01	0,01	0,00	0,07	0,07
CaO	0,20	0,17	0,13	0,25	0,13	0,07	0,05	0,08
Na ₂ O	2,57	2,52	2,67	2,41	2,24	2,97	3,01	2,99
K ₂ O	11,66	11,81	11,34	8,99	12,03	10,73	10,78	11,19
Total	93,56	94,80	92,35	92,18	93,56	91,07	92,01	94,38
P	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Si	2,92	2,95	2,94	3,17	2,92	2,94	2,94	2,95
Al	1,07	1,06	1,06	0,82	1,08	1,06	1,06	1,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,24	0,23	0,26	0,23	0,21	0,29	0,29	0,28
K	0,72	0,72	0,71	0,55	0,75	0,68	0,68	0,69
Or	74,17	74,84	73,08	70,60	77,23	70,20	70,01	70,84
Ab	24,79	24,26	26,20	28,74	21,86	29,52	29,70	28,74
An	1,05	0,89	0,72	0,66	0,91	0,28	0,29	0,43

Tabla.5.2.5b2. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de feldespato potásico asociado a las pegmatitas de tipo I del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Concentración de elementos traza (ppm), en feldespato potásico asociado a las pegmatitas tipo I.</i>								
<i>Primera zona intermedia</i>					<i>Segunda zona intermedia</i>			
Muestras	P4abcfrx-3	P10ABfrx-1	P11abcfrx-2	Q1	U3A	U1	Y1Afrx-5	W1Afrx-4
As	0,27	1,69	0,34	0,87	0,19	0,11	0,16	1,28
Ba	96,86	510,57	136,10	61,58	44,51	38,90	39,03	69,53
Co	0,00	0,04	0,02	0,13	0,01	0,01	0,01	0,03
Cr	52,92	50,94	58,06	167,82	53,47	53,47	54,83	56,32
Cs	42,47	12,41	32,96	29,68	101,04	21,29	24,68	11,26
Cu	0,69	0,20	0,52	2,39	0,63	0,72	1,76	0,61
F	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
Nb	35,15	0,62	1,51	0,03	12,04	35,05	0,09	21,28
Ni	5,00	3,30	3,74	4,56	5,17	4,25	5,60	4,28
Pb	35,97	57,80	38,68	36,40	34,18	14,02	12,60	66,87
Rb	898,68	415,81	586,76	406,87	799,96	1173,52	1165,58	422,76
S	591,30	428,30	682,80	859,50	635,50	874,50	711,30	428,60
Sn	0,21	0,03	7,93	0,00	0,63	4,33	2,73	7,55
Sr	52,87	193,43	84,65	29,42	31,87	14,30	13,98	22,37
V	6,64	6,23	5,53	8,44	6,83	5,15	9,60	4,33
Y	0,00	0,96	0,54	2,30	0,25	0,00	0,00	0,87
Zn	2,89	0,81	3,14	6,01	0,31	3,46	3,82	2,96
Zr	14,50	19,70	12,20	23,75	16,15	15,18	12,31	13,47
La	4,40	6,99	9,03	2,76	5,21	10,26	13,31	12,83
Ga	14,47	11,91	16,92	9,12	20,73	13,65	13,85	11,98
W	4,10	1,94	3,82	3,67	2,69	2,93	3,04	4,98
Hf	5,46	5,77	4,57	5,37	4,80	4,46	5,06	6,11
Th	0,31	0,00	0,16	0,00	0,19	0,26	0,39	0,00
Nd	8,07	10,58	8,17	7,41	7,98	7,53	7,90	5,72
Ce	4,20	12,64	4,41	1,40	3,98	2,22	3,40	0,00

Tabla.5.2.5a2. Análisis químico por ICP-MS de cristales de plagioclasa asociados a las pegmatitas de tipo I del campo pegmatítico de Girauíl.

<i>Plagioclasa</i>			
<i>Primera zona intermedia</i>			
Muestras		P6A	RE P6A
P	%	0,01	0,01
Al	%	8,38	8,24
Fe	%	0,41	0,41
Ti	%	0,01	0,01
Mg	%	0,04	0,04
Ca	%	0,62	0,61
Na	%	3,54	3,51
K	%	3,04	3,09
S	%	<.04	<.04
Li	ppm	9,10	9,80
Rb	ppm	232,30	235,40
Cs	ppm	4,60	4,70
Sr	ppm	46,00	45,00
Ba	ppm	33,00	32,00
Sc	ppm	2,70	3,00
Cu	ppm	5,26	5,61
Zn	ppm	16,10	16,10
Sn	ppm	1,50	1,60
Zr	ppm	32,80	32,50
Hf	ppm	3,06	3,03
Nb	ppm	13,76	13,83
Ta	ppm	1,80	1,80
Ga	ppm	28,81	28,68
Mo	ppm	0,87	0,98
Pb	ppm	31,82	31,61
Ni	ppm	2,00	2,40
Co	ppm	<.2	<.2
Cr	ppm	24,00	24,00
Mn	ppm	497,00	498,00
As	ppm	1,10	1,90
Ag	ppb	<20	<20
Au	ppm	<.1	<.1
Th	ppm	6,90	7,00
U	ppm	4,60	4,60
Cd	ppm	<.02	<.02
Sb	ppm	0,02	0,06
Bi	ppm	5,38	5,49
V	ppm	2,00	3,00
W	ppm	4,50	4,70
Be	ppm	3,00	3,00
Y	ppm	11,50	11,50
La	ppm	4,00	5,00
Ce	ppm	9,27	9,28
Pr	ppm	1,10	1,00
Nd	ppm	5,00	4,90
Sm	ppm	2,20	1,90
Eu	ppm	0,20	0,20
Gd	ppm	2,50	2,30
Tb	ppm	0,40	0,30
Dy	ppm	1,90	1,80
Ho	ppm	0,30	0,30
Er	ppm	1,10	1,00
Tm	ppm	0,10	0,10
Yb	ppm	0,90	0,80
Lu	ppm	0,10	0,10

Tabla.6.2.6a5. Análisis químico por ICP-MS de cristales de feldespato potásico de pegmatitas de tipo II de la parte noreste y centro-este del campo pegmatítico de Girauil.

2ª Zona		Zona de borde			1ª zona		2ª zona		
Muestras		kk850	K25	k22	k20	k19	k18	k24	T2A
P	%	0,32	0,06	0,16	0,27	0,06	0,12	0,12	0,17
Al	%	10,09	9,85	9,49	9,42	9,95	9,84	9,75	9,33
Fe	%	0,11	0,09	0,10	0,15	0,11	0,09	0,10	0,10
Ti	%	<.001	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	%	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02	<.02
Ca	%	0,08	0,05	0,07	0,27	0,09	0,10	0,10	0,10
Na	%	1,67	2,25	1,93	7,16	2,32	2,21	2,03	2,27
K	%	9,88	8,27	8,59	0,99	8,71	8,74	9,03	8,89
S	%	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04
Li	ppm	4,20	2,80	5,30	3,20	2,00	2,70	1,80	11,00
Rb	ppm	636,10	341,70	391,80	53,60	416,00	399,70	411,50	834,30
Cs	ppm	7,40	4,50	7,80	11,20	30,40	13,10	10,70	41,50
Sr	ppm	9,00	148,00	76,00	40,00	129,00	42,00	50,00	14,00
Ba	ppm	33,00	757,00	462,00	41,00	339,00	28,00	83,00	17,00
Sc	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Cu	ppm	2,36	1,54	1,60	1,92	1,91	1,79	1,78	6,72
Zn	ppm	1,10	2,70	0,70	5,20	7,90	3,30	4,60	6,40
Sn	ppm	1,20	1,20	1,80	0,70	0,70	2,30	1,30	2,00
Zr	ppm	0,20	0,20	0,20	3,50	0,40	<.2	1,50	0,40
Hf	ppm	<.02	<.02	<.02	0,26	<.02	<.02	0,13	0,04
Nb	ppm	0,04	0,21	0,05	1,53	0,05	0,16	0,17	0,55
Ta	ppm	<.1	0,10	0,10	1,50	<.1	0,10	0,20	0,10
Ga	ppm	13,92	8,92	8,36	11,71	8,10	11,44	10,37	14,31
Mo	ppm	0,45	0,28	0,51	0,48	0,33	0,37	0,40	0,64
Pb	ppm	45,61	127,50	96,90	9,83	175,02	107,21	78,42	53,89
Ni	ppm	2,60	2,00	2,30	1,90	1,80	2,00	2,00	3,30
Co	ppm	0,20	<.2	0,20	<.2	0,60	<.2	0,30	0,20
Cr	ppm	25,00	20,00	25,00	20,00	21,00	18,00	28,00	27,00
Mn	ppm	11,00	12,00	18,00	80,00	26,00	27,00	30,00	20,00
As	ppm	0,30	0,80	0,70	1,10	0,70	0,40	0,40	<.2
Ag	ppb	40,00	41,00	23,00	<20	142,00	35,00	32,00	153,00
Au	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	0,30
Th	ppm	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1	<.1	<.1
U	ppm	<.1	0,40	<.1	0,40	1,20	0,30	0,10	<.1
Cd	ppm	<.02	<.02	0,02	0,03	0,07	<.02	0,04	<.02
Sb	ppm	0,07	0,06	0,32	0,09	0,17	0,10	0,10	0,21
Bi	ppm	0,04	<.04	0,05	6,39	0,06	0,34	0,15	0,27
V	ppm	1,00	<.1	<.1	1,00	<.1	<.1	<.1	<.1
W	ppm	0,50	0,40	0,50	1,10	0,40	0,40	0,50	0,60
Be	ppm	5,00	1,00	2,00	6,00	1,00	1,00	2,00	6,00
Y	ppm	0,20	0,20	0,20	2,60	1,10	0,10	0,30	0,30
La	ppm	0,20	0,40	0,30	0,80	0,30	0,40	0,30	<.1
Ce	ppm	0,32	0,65	0,32	1,68	0,56	0,42	0,51	0,36
Pr	ppm	<.1	0,10	<.1	0,20	0,10	<.1	<.1	0,10
Nd	ppm	0,20	0,30	0,10	0,80	0,30	0,20	0,10	0,20
Sm	ppm	<.1	0,10	<.1	0,20	0,10	<.1	<.1	<.1
Eu	ppm	<.1	0,20	0,30	0,10	0,20	0,10	0,10	<.1
Gd	ppm	<.1	<.1	0,10	0,20	0,10	<.1	0,10	<.1
Tb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Dy	ppm	<.1	<.1	<.1	0,40	0,10	<.1	<.1	<.1
Ho	ppm	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1	<.1	0,20	0,10	<.1	<.1	<.1
Tm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	<.1	<.1	0,40	0,10	<.1	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1	<.1	0,10	<.1	<.1	<.1	<.1

Tabla.6.2.6b1. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de feldespato potásico asociados a las pegmatitas de tipo II del sur del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

Zona de borde			Primera zona intermedia			2ª zona intermedia	
Muestras	E1EF	G4BF	G1AG	D1Af	G8AF	G2AF	G3AF
P ₂ O ₅	0,16	0,11	0,07	0,46	0,13	0,25	0,40
SiO ₂	60,52	62,60	60,37	65,30	61,36	63,04	61,10
Al ₂ O ₃	18,27	17,29	14,97	15,60	17,28	19,15	18,97
TiO ₂	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,12	0,17	0,21	0,31	0,10	0,08	0,08
MgO	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03
MnO	0,00	0,01	0,00	0,10	0,00	0,01	0,00
CaO	0,12	0,11	0,10	0,39	0,07	0,11	0,18
Na ₂ O	2,46	2,16	1,77	5,85	2,40	2,26	2,83
K ₂ O	11,41	11,37	10,31	3,93	11,14	12,51	10,88
Total	93,09	93,84	87,82	91,96	92,52	97,42	94,46
P	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02
Si	2,96	3,02	3,10	3,11	3,01	2,95	2,93
Al	1,05	0,98	0,90	0,87	1,00	1,06	1,07
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
Na	0,23	0,20	0,18	0,54	0,23	0,20	0,26
K	0,71	0,70	0,67	0,24	0,70	0,75	0,67
Or	74,80	77,09	78,84	29,89	75,01	78,03	70,97
Ab	24,54	22,29	20,55	67,65	24,58	21,38	28,06
An	0,66	0,62	0,61	2,46	0,41	0,58	0,96

Tabla 6.2.6b1. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de feldespato potásico asociados a las pegmatitas de tipo II del sur del campo pegmatítico de Girauúl.

Muestra	Zona de borde		Primera zona intermedia			2ª zona intermedia	
	E1EF	G4BF	G1AG	D1Af	G8AF	G2AF	G3AF
As	3,33	4,24	1,83	0,92	3,67	2,39	0,94
Ba	1143,92	3163	444,91	53,27	1134,73	181,66	40,84
Co	0,06	0,06	0,50	0,10	0,16	0,01	0,00
Cr	63,50	91,29	145,36	148,21	80,77	56,69	61,08
Cs	8,67	2,10	38,57	18,34	22,69	24,02	301,39
Cu	3,14	3,93	0,21	0,15	2,00	0,37	2,23
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb	6,70	2,88	0,33	37,47	0,71	27,21	45,92
Ni	3,11	4,51	3,97	2,17	4,85	4,51	8,05
Pb	103,49	108,21	78,29	27,39	88,90	87,41	16,00
Rb	274,11	280,45	254,08	290,16	276,41	416,36	2489,43
S	607,90	572,90	1189,10	771,50	745,00	210,60	391,00
Sn	0,04	0,26	0,00	0,00	0,13	0,00	8,64
Sr	186,84	336,20	130,76	49,85	181,21	84,10	38,24
V	5,28	7,77	5,77	9,84	8,09	6,86	6,10
Y	0,44	0,32	2,31	2,90	0,35	0,39	0,02
Zn	7,27	12,43	3,55	8,43	5,21	11,05	3,94
Zr	26,73	47,77	19,12	32,88	27,99	15,85	11,47
La	8,23	5,61	0,02	0,06	5,80	7,07	8,69
Ga	8,75	8,16	9,30	1,66	10,07	10,15	30,01
W	7,24	7,34	6,40	0,16	7,30	4,19	1,17
Hf	7,49	7,48	6,93	2,06	8,05	5,74	4,68
Th	0,01	0,00	0,00	4,34	0,08	0,00	1,35
Nd	23,57	31,72	8,85	11,97	17,44	6,05	7,74
Ce	55,93	83,19	6,53	15,55	35,41	0,01	2,94

Tabla 6.2.6b2. Análisis químico de elementos traza por fluorescencia de rayos X en feldespatos potásico asociado a las pegmatitas de tipo II de la parte sur del campo pegmatítico de Giraúl. Las concentraciones de los elementos traza están expresadas en ppm.

<i>Zona de borde</i>		<i>Primera zona intermedia</i>			<i>2ª zona intermedia</i>	
Muestras	G11AF	G12AF	J3AF	GP1-2F	G9AF	GP1-5F
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,26	0,03	0,21	0,73
SiO ₂	56,58	64,40	60,36	69,27	56,91	59,37
Al ₂ O ₃	17,17	15,86	18,39	15,59	17,50	17,18
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
FeO	0,08	0,22	0,08	0,99	0,08	0,75
MgO	0,02	0,03	0,01	0,20	0,04	0,10
MnO	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,01
CaO	0,13	0,16	0,11	0,50	0,10	0,65
Na ₂ O	2,26	2,28	2,82	4,86	2,54	0,88
K ₂ O	11,35	10,32	11,20	2,41	11,05	0,31
Total	87,72	93,44	93,25	96,97	88,43	79,97
P	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03
Si	2,95	3,10	2,95	3,12	2,94	3,10
Al	1,05	0,90	1,06	0,83	1,07	1,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,17	0,01	0,04
Na	0,23	0,21	0,27	0,43	0,25	0,09
K	0,75	0,63	0,70	0,14	0,73	0,02
Or	76,25	74,13	71,87	18,89	73,70	13,97
Ab	30,14	33,47	38,20	2,30	34,88	78,15
An	0,72	0,98	0,61	23,07	0,55	4,85

Tabla 6.2.6b3. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de elementos traza en cristales de feldespato potásico asociados a las pegmatitas de tipo II del sur del campo pegmatítico de Giraúl.

<i>Zona de borde</i>		<i>Primera zona intermedia</i>			<i>Segunda zona intermedia</i>	
Muestras	G11AF	G12AF	J3AF	GP1-2F	G9AF	GP1-5F
As	0,67	1,65	0,87	0,98	1,10	1,09
Ba	899,40	259,34	102,72	702,37	60,15	17,71
Co	0,32	0,21	0,03	0,83	0,06	0,56
Cr	60,48	127,21	56,54	158,43	59,71	374,38
Cs	30,34	20,61	24,59	4,48	19,74	277,21
Cu	0,67	1,56	1,15	2,51	0,19	1,14
F	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	214,80
Nb	0,15	27,59	0,46	44,48	5,90	17,39
Ni	3,29	5,52	2,76	5,16	3,70	3,97
Pb	72,35	58,77	58,63	22,20	34,98	4,15
Rb	387,90	260,88	563,63	73,30	513,46	29,19
S	1230,70	704,30	628,40	23,90	1096,60	1288,20
Sn	3,14	0,32	1,27	0,02	0,00	0,00
Sr	170,57	101,86	34,06	531,74	29,99	39,03
V	5,81	8,22	2,57	14,13	4,82	14,36
Y	0,49	2,14	2,53	3,08	2,23	4,46
Zn	2,40	4,27	4,02	30,99	0,56	189,72
Zr	20,84	18,35	16,68	24,30	17,85	13,02
La	7,37	4,99	1,51	5,62	7,68	32,65
Ga	9,13	8,49	12,10	16,11	11,73	25,54
W	4,66	7,10	3,63	2,08	2,72	7,36
Hf	6,50	7,19	5,14	9,89	5,66	7,30
Th	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00
Nd	12,34	8,65	8,20	15,27	5,63	9,91
Ce	18,42	5,85	4,54	26,88	0,00	7,96

Tabla.6.2.6b4. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de feldespato potásico asociados a las pegmatitas de tipo II del sur y noroeste del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Primera zona intermedia</i>		<i>Segunda zona intermedia</i>			<i>Primera zona intermedia</i>	
Muestras	PF1F	PF6F	PF5F	PPFF	RF	T1CF
P ₂ O ₅	0,30	0,23	0,46	0,30	0,23	0,33
SiO ₂	46,84	61,09	59,61	58,40	63,85	60,59
Al ₂ O ₃	14,65	13,72	18,57	17,96	16,10	18,26
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO	0,07	0,50	0,11	0,10	0,21	0,13
MgO	0,02	0,05	0,01	0,01	0,04	0,02
MnO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	0,18	0,20	0,10	0,14	0,34	0,14
Na ₂ O	1,92	2,47	2,48	3,23	2,42	2,66
K ₂ O	9,86	7,95	11,58	10,19	10,07	11,09
Total	73,85	86,21	92,92	90,34	93,26	93,22
P	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Si	2,91	3,15	2,93	2,94	3,08	2,95
Al	1,07	0,83	1,07	1,06	0,91	1,05
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Na	0,23	0,25	0,24	0,31	0,23	0,25
K	0,78	0,52	0,72	0,65	0,62	0,69
Or	76,25	66,99	75,05	67,00	71,79	72,72
Ab	22,57	31,62	24,43	32,25	26,17	26,53
An	1,19	1,39	0,52	0,75	2,04	0,75

Tabla .6.2.6b5. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de elementos traza en cristales de feldespato potásico asociados a las pegmatitas de tipo II de la parte suroeste y sureste del campo pegmatítico de Giraúl.

<i>Primera zona intermedia</i>		<i>Segunda zona intermedia</i>			<i>Primera zona intermedia</i>	
Muestras	PF1F	PF6F	PF5F	PPFF	RF	T1CF
As	0,91	1,16	1,72	0,21	0,20	2,44
Ba	365,43	164,65	65,14	106,14	330,25	41,33
Co	0,08	0,02	0,00	0,01	0,64	0,02
Cr	59,67	161,99	72,80	59,19	123,62	85,09
Cs	25,22	8,17	32,88	26,43	28,45	45,10
Cu	0,16	0,91	1,28	1,02	1,14	0,43
F	0,00	0,30	0,00	0,00	1,97	0,00
Nb	4,26	3,51	22,97	0,00	0,07	22,43
Ni	3,51	3,66	4,36	4,51	3,35	4,88
Pb	44,86	23,83	35,33	36,48	54,82	48,70
Rb	635,29	522,08	844,41	813,29	369,41	777,65
S	581,00	1409,80	2703,50	800,20	338,80	652,40
Sn	1,50	4,15	0,84	6,54	0,01	7,82
Sr	53,82	27,52	47,47	48,48	80,58	24,21
V	4,32	7,67	6,81	6,07	6,65	7,23
Y	0,68	1,98	1,44	0,00	3,64	1,09
Zn	2,12	34,06	3,39	8,85	5,99	4,74
Zr	16,11	23,09	11,86	17,97	21,91	11,26
La	5,68	16,59	5,57	17,36	6,40	7,52
Ga	12,07	9,92	13,93	17,15	11,65	15,91
W	6,26	4,20	4,47	5,42	4,23	2,35
Hf	6,71	6,53	4,95	5,57	6,57	5,22
Th	0,07	0,06	0,01	0,00	0,00	0,80
Nd	7,24	9,71	8,04	7,74	14,10	9,41
Ce	1,11	8,91	4,03	2,79	24,06	8,55

Tabla.6.2.6c5. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldspatos de las pegmatitas de tipo II de la parte noroeste y sureste del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

	Primera zona intermedia							Segunda zona inetermedia		
Muestras	gp13-9	gp13-10	gp13-11	gp13-12	gp13-13	gp13-14	gp13-15	gp4 -1	gp4 -2	gp4 -3
P ₂ O ₅	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,30	0,30	0,30
SiO ₂	56,92	58,37	56,17	56,51	56,59	56,71	56,79	55,91	57,69	60,08
Al ₂ O ₃	26,85	26,02	26,27	26,69	27,08	27,14	26,98	26,94	26,5	25,46
TiO ₂	0	0	0	0,03	0	0	0	0,04	0,03	0
FeO	0,09	0,05	0,15	0,13	0,06	0,18	0,1	0,04	0	0,02
MgO	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0,01	0,01	0,01	0,02	0	0,01	0,03
CaO	8,76	7,95	8,74	8,78	8,95	8,68	8,66	9,21	8,15	6,56
Na ₂ O	6,93	7,18	7	6,72	6,55	6,79	6,87	6,74	7,32	8,21
K ₂ O	0,08	0,14	0,06	0,06	0,08	0,07	0,05	0,09	0,11	0,14
Total	100,26	100,34	99,02	99,56	99,96	100,22	100,10	99,27	100,11	100,80
P	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Si	2,55	2,60	2,55	2,54	2,54	2,54	2,54	2,53	2,58	2,66
Al	1,42	1,37	1,40	1,42	1,43	1,43	1,42	1,44	1,40	1,33
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,60	0,62	0,62	0,59	0,57	0,59	0,60	0,59	0,63	0,70
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Or	0,45	0,79	0,33	0,34	0,46	0,40	0,28	0,50	0,61	0,77
Ab	58,61	61,55	58,98	57,87	56,72	58,37	58,78	56,69	61,53	68,83
An	40,94	37,66	40,69	41,79	42,83	41,23	40,94	42,81	37,86	30,39
	<i>Segunda zona intermedia</i>									
Muestras	g+9-2	g+9-3	g+9-4	g+9-5	g+9-6	g+9-7	g+9-8	g+9-9	g+9-10	g+9-11
P ₂ O ₅	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29
SiO ₂	65,45	64,04	65,67	64,64	65,19	64,72	64,89	65,31	65,02	65,17
Al ₂ O ₃	21,47	21,14	21,51	21,58	18,61	18,55	18,7	20	18,69	18,87
TiO ₂	0	0,02	0	0,01	0,03	0	0	0	0	0,02
FeO	0,01	0,03	0	0	0	0,01	0,03	0,01	0,07	0
MgO	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0,01	0,04	0	0	0	0	0,03	0,01	0
CaO	1,94	1,77	1,93	1,89	0	0	0	0,11	0	0
Na ₂ O	11,13	10,81	10,88	10,8	0,59	0,48	0,77	11,77	0,61	0,67
K ₂ O	0,11	0,1	0,14	0,1	15,9	16,11	15,62	0,14	15,87	15,89
Total	100,40	98,21	100,46	99,32	100,61	100,16	100,30	97,66	100,56	100,91
P	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Si	2,87	2,87	2,88	2,86	2,99	2,98	2,98	2,93	2,98	2,98
Al	1,11	1,12	1,11	1,13	1,00	1,01	1,01	1,06	1,01	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,09	0,08	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,95	0,94	0,92	0,93	0,05	0,04	0,07	1,02	0,05	0,06
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,93	0,95	0,92	0,01	0,93	0,93
Or	0,59	0,56	0,77	0,55	94,66	95,67	93,03	0,77	94,48	93,98
Ab	90,68	91,19	90,38	90,68	5,34	4,33	6,97	98,72	5,52	6,02
An	8,73	8,25	8,86	8,77	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00

Tabla.6.2.6c1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespatos de las pegmatitas de tipo II de la parte central y sur del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

	Zona de borde				Primera zona intermedia						
Muestras	k8-8	k8-12	k8-14	k8-16	k12-2	k12-5	k12-6	k12-7	kx-6	kx-8	kx-9
P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,2	0,09	0,21	0,73	0,76	0,68	0,29	0,32	0,18
SiO ₂	67,98	68,56	67,94	69,14	68,96	63,77	63,74	63,23	68,10	67,53	68,25
Al ₂ O ₃	19,43	19,36	19,39	19,11	19,56	19,10	18,89	19,01	19,43	19,67	19,03
TiO ₂	0,01	0	0	0,04	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	0	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,02
MgO	0	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
MnO	0,01	0	0	0	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,04
CaO	0	0,04	0,14	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00
Na ₂ O	11,69	11,44	11,7	11,85	12,04	0,44	0,50	0,57	10,24	10,73	11,92
K ₂ O	0,1	0,06	0,07	0,06	0,07	13,85	13,87	14,23	0,04	0,05	0,05
Total	99,38	99,56	99,46	100,3	100,87	97,92	97,82	97,77	97,83	98,1	99,33
P	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01
Si	2,99	3,00	2,98	3,01	2,99	2,96	2,97	2,95	3,01	2,98	3,00
Al	1,01	1,00	1,00	0,98	1,00	1,05	1,04	1,05	1,01	1,02	0,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	1,00	0,97	1,00	1,00	0,00	0,04	0,05	0,05	0,88	0,92	1,01
K	0,01	0,00	0,00	0,00	1,01	0,82	0,82	0,85	0,00	0,00	0,00
Or	0,56	0,34	0,39	0,33	100,00	95,39	94,81	94,26	0,26	0,31	0,28
Ab	99,44	99,46	98,96	99,67	0,00	4,61	5,19	5,74	99,64	99,54	99,72
An	0,00	0,19	0,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,15	0,00
	Primera zona intermedia										2ª zona
Muestras	kx-2	kx-3	kx-11	K13-4	K13-8	K13-11	K13-13	K13-8	K13-11	K13-13	Kc-18
P ₂ O ₅	0,32	0,14	0,19	0,14	0,37	0,05	0,04	0,37	0,05	0,04	0,29
SiO ₂	68,05	67,64	68,36	64,18	67,43	68,63	67,38	67,43	68,63	67,38	63,64
Al ₂ O ₃	19,17	19,41	19,28	18,48	20,02	19,55	19,76	20,02	19,55	19,76	18,97
TiO ₂	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02
FeO	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,02
MgO	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01
MnO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00
CaO	0,06	0,03	0,02	0,00	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,00
Na ₂ O	10,36	12,17	11,94	0,59	10,39	12,20	12,09	10,39	12,20	12,09	0,68
K ₂ O	0,05	0,05	0,06	14,71	0,08	0,04	0,05	0,08	0,04	0,05	14,66
Total	97,76	99,34	99,68	98,13	98,36	100,64	99,43	98,36	100,64	99,43	98,29
P	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Si	3,01	2,98	2,99	3,00	2,98	2,98	2,97	2,98	2,98	2,97	2,97
Al	1,00	1,01	0,99	1,02	1,04	1,00	1,03	1,04	1,00	1,03	1,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,89	1,04	1,01	0,05	0,89	1,03	1,03	0,89	1,03	1,03	0,06
K	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,87
Or	0,32	0,27	0,33	94,25	0,50	0,21	0,27	0,50	0,21	0,27	93,41
Ab	99,37	99,60	99,58	5,75	99,18	99,56	99,46	99,18	99,56	99,46	6,59
An	0,32	0,14	0,09	0,00	0,32	0,23	0,27	0,32	0,23	0,27	0,00

Tabla.6.2.6c3. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo II de la parte centro-sur y sureste del campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

<i>Primera zona intermedia</i>											
Muestras	k22-1	k22-2	k22-4	k22-6	k22-7	k22-9	k22-11	k22-12	k200-1	k200-3	k200-5
P ₂ O ₅	0,61	0,49	0,45	0,32	0,23	0,36	0,50	0,55	0,02	1,01	0,51
SiO ₂	63,42	64,18	68,18	68,27	68,38	63,63	63,46	64,49	68,74	64,41	64,57
Al ₂ O ₃	18,99	18,96	19,91	19,65	20,03	18,97	18,97	18,57	19,74	18,97	18,77
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,05	0,00	0,02	0	0,01	0
FeO	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,10	0,00	0,04	0	0	0
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0	0	0
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0	0,03	0,01
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0	0
Na ₂ O	0,68	0,53	12,29	12,21	10,72	0,46	0,31	0,45	11,85	0,47	0,52
K ₂ O	15,38	15,77	0,05	0,06	0,08	14,90	14,88	14,76	0,05	13,57	13,99
Total	98,47	99,45	100,49	100,22	99,27	98,13	97,62	98,37	100,41	98,47	98,37
P	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,04	0,02
Si	2,95	2,96	2,96	2,97	2,99	2,97	2,96	2,98	2,99	2,97	2,99
Al	1,04	1,03	1,02	1,01	1,03	1,04	1,04	1,01	1,01	1,03	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,05	1,03	1,03	0,91	0,04	0,03	0,04	1,00	0,04	0,05
K	0,91	0,93	0,00	0,00	0,00	0,89	0,89	0,87	0,00	0,80	0,83
Or	93,70	95,14	0,27	0,32	0,49	95,52	96,93	95,57	0,28	95,00	94,65
Ab	6,30	4,86	99,60	99,68	99,51	4,48	3,07	4,43	99,68	5,00	5,35
An	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
<i>Primera zona intermedia</i>											
Muestras	k200-7	k200-8	k200-13	k200-21	k300-2	k300-4	k300-6	k300-8	k300-12	k300-13	k400a-1
P ₂ O ₅	0,84	0,98	0,20	0,22	0,25	0,51	0,09	0,20	0,25	0,60	0,45
SiO ₂	63,82	63,73	68,75	68,30	68,18	68,14	69,09	68,67	68,52	64,29	64,43
Al ₂ O ₃	19,08	19,28	19,61	19,29	19,67	19,74	19,73	19,46	19,51	18,82	18,22
TiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
FeO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,08	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,09	0,05	0,03	0,07	0,00	0,00
Na ₂ O	0,61	0,54	11,81	11,35	11,64	11,61	11,45	11,74	11,76	0,62	0,58
K ₂ O	14,14	14,02	0,07	0,08	0,07	0,04	0,06	0,03	0,06	14,29	14,36
Total	98,50	98,66	100,44	99,29	99,92	100,16	100,48	100,15	100,21	98,65	98,08
P	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02
Si	2,96	2,94	2,99	3,00	2,98	2,97	3,00	2,99	2,99	2,98	3,00
Al	1,04	1,05	1,00	1,00	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,03	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,05	1,00	0,97	0,99	0,98	0,96	0,99	0,99	0,06	0,05
K	0,84	0,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	0,85
Or	93,85	94,47	0,39	0,46	0,39	0,23	0,34	0,17	0,33	93,81	94,22
Ab	6,15	5,53	99,61	99,49	99,28	99,35	99,42	99,69	99,34	6,19	5,78
An	0,00	0,00	0,00	0,05	0,33	0,43	0,24	0,14	0,33	0,00	0,00

Tabla.6.2.6c4. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de feldespato potásico de las pegmatitas de tipo II de la parte sureste y noreste del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 8 oxígenos.

	Primera zona intermedia			Segunda zona intermedia							
Muestras	k400a-3	k400a-4	k400a-5	k450a-4	k450a-5	k750-2	k750-4	k750-8	k750-10	k850a-1	k850a-2
P ₂ O ₅	0,21	0,49	0,50	0,00	0,24	0,07	0,13	0,09	0,11	0,04	0,86
SiO ₂	66,42	64,01	63,93	69,19	69,04	65,27	66,05	65,34	65,79	66,88	63,41
Al ₂ O ₃	18,93	18,84	18,64	19,49	19,59	21,10	21,24	20,87	21,01	19,37	18,80
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
FeO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,09	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00
MgO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,11	2,16	2,15	2,23	0,00	0,00
Na ₂ O	11,69	0,57	0,59	11,70	11,56	10,29	10,06	10,24	10,31	10,67	0,62
K ₂ O	0,07	15,03	14,59	0,09	0,10	0,07	0,12	0,03	0,09	0,06	14,34
Total	97,34	98,94	98,27	100,50	100,56	99,02	99,80	98,82	99,54	97,10	98,04
P	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Si	2,98	2,97	2,98	3,00	2,99	2,89	2,90	2,90	2,90	3,00	2,96
Al	1,00	1,03	1,02	1,00	1,00	1,10	1,10	1,09	1,09	1,02	1,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,10	0,11	0,00	0,00
Na	1,02	0,05	0,05	0,98	0,97	0,88	0,86	0,88	0,88	0,93	0,06
K	0,00	0,89	0,87	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,85
Or	0,39	94,55	94,21	0,50	0,57	0,40	0,70	0,17	0,51	0,37	93,83
Ab	99,61	5,45	5,79	99,50	99,43	89,46	88,77	89,45	88,87	99,63	6,17
An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,14	10,53	10,38	10,62	0,00	0,00

Tabla 5.2.5 b2. Análisis químico de elementos traza, analizados por fluorescencia de rayos X en cristales de moscovita asociados a las pegmatita de tipo I del campo de pegmatítico de Giraúl. Las concentraciones de los elementos traza y REE están expresadas en ppm.

Concentraciones de elementos trazas (ppm)							
Muestras	RAM	W1AM	X2AM	YY2M	P2ABCM	S1AM	U1M
As	0,08	0,04	0,05	0,08	0,02	0,03	0,02
Ba	77,30	74,35	69,03	80,64	43,48	79,57	44,38
Co	0,04	0,02	0,01	0,12	0,00	0,00	0,00
Cr	73,75	9,61	4,44	9,15	5,97	21,17	3,81
Cs	22,56	25,70	29,38	1,28	541,15	52,86	144,67
Cu	0,11	0,09	0,13	0,10	0,04	0,08	0,05
F	915,30	1805,60	1895,50	1957,40	1035,60	713,40	1418,70
Nb	170,96	232,29	148,10	121,07	276,81	334,21	317,25
Ni	0,06	0,11	0,00	0,05	0,01	0,36	0,00
Pb	3,84	9,29	6,92	4,98	17,35	10,15	17,02
Rb	725,62	1032,35	710,36	568,66	1974,54	1785,41	1842,15
S	809,70	773,50	666,30	614,00	623,00	764,10	886,10
Sn	56,07	67,22	43,77	21,03	280,36	124,43	201,57
Sr	16,32	14,62	15,55	13,65	19,14	22,75	19,21
V	4,10	7,81	4,20	9,10	7,75	6,70	5,17
Y	3,64	0,00	3,82	4,56	0,01	0,01	0,00
Zn	36,66	89,55	42,92	38,05	81,96	79,83	78,28
Zr	21,61	20,60	25,19	20,58	18,30	66,81	20,41
La	8,23	1,83	2,65	12,40	5,44	0,20	0,00
Ga	84,56	100,19	91,59	90,97	113,72	111,39	122,64
W	21,18	6,97	0,23	0,64	0,07	0,05	0,06
Hf	1,18	0,93	1,32	1,25	0,46	0,68	0,35
Th	0,02	0,36	0,15	1,48	0,13	1,91	1,78
Nd	6,40	7,73	7,31	11,04	7,01	8,99	6,93
Ce	0,03	2,28	0,92	13,36	0,35	6,53	0,21

Tabla 5.2.5c4. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo I asociadas al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría, y Fe^{2+} y Fe^{3+} han sido calculados por balances de cargas.

Segunda zona intermedia					
Muestras	p2a+b-9	p2a+b-10	S1AM	U1M	Z1AM
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,05	0,07	0,02
SiO ₂	45,56	45,30	44,98	44,60	45,26
Al ₂ O ₃	33,65	33,39	37,27	37,24	37,24
TiO ₂	0,10	0,11	0,06	0,06	0,04
Fe ₂ O ₃	0,50	0,48	0,44	0,45	0,52
FeO	3,69	3,76	1,44	1,45	1,49
MgO	0,67	0,67	0,16	0,22	0,29
MnO	0,00	0,00	0,09	0,02	0,02
Li ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,05	0,15
CaO	0,00	0,00	0,11	0,10	0,20
Na ₂ O	0,68	0,53	0,58	0,65	1,01
K ₂ O	10,28	10,54	9,56	9,64	9,54
Rb ₂ O	0,15	0,19	0,20	0,20	0,03
Cs ₂ O	0,11	0,01	0,01	0,02	0,00
H ₂ O(c)	4,31	4,35	4,51	4,46	4,55
F	0,39	0,25	0,07	0,14	0,09
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,22	99,67	99,54	99,36	100,43
O=F	0,16	0,11	0,03	0,06	0,04
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,05	99,56	99,51	99,30	100,39
P	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,08	3,08	3,00	2,98	2,99
AlIV	0,92	0,92	1,00	1,01	1,01
AlVI	1,76	1,75	1,93	1,93	1,90
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Fe ²⁺	0,21	0,21	0,08	0,08	0,08
Mg	0,07	0,07	0,02	0,02	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	0,09	0,07	0,07	0,08	0,13
K	0,89	0,91	0,81	0,82	0,81
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,94	1,97	2,01	1,99	2,01
F	0,08	0,05	0,02	0,03	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla 6.2.6 b2. Análisis químico de elementos traza, analizados por fluorescencia de rayos X en cristales de moscovita asociados a las pegmatita de tipo II del campo de pegmatítico de Giraúl. Las concentraciones de los elementos traza y REE están expresadas en ppm.

Muestra	Primera zona intermedia						2ª zona intermedia	
	H1BM	q1m	G4-AM	G8AM	G11CM	t1am	G1BM	G2CM
As	0,07	0,06	0,05	0,06	0,03	0,02	0,03	0,09
Ba	146,68	386,21	47,11	339,87	39,96	56,54	57,65	241,93
Co	0,05	0,01	0,01	0,40	0,00	0,00	0,00	0,29
Cr	2,43	7,28	4,77	22,33	1,68	5,67	2,61	45,45
Cs	38,04	53,33	128,63	26,29	107,65	29,87	82,41	45,85
Cu	0,10	0,12	0,05	0,13	0,04	0,08	0,06	0,12
F	687,60	1592,50	594,80	423,60	853,60	951,30	974,30	718,50
Nb	116,54	75,68	411,56	84,84	450,15	335,40	346,62	170,33
Ni	0,03	0,09	0,00	0,10	0,00	0,03	0,02	2,07
Pb	4,71	8,88	3,20	8,53	6,80	11,84	9,86	5,48
Rb	501,59	771,19	1276,24	478,57	1520,07	1061,41	1638,22	653,91
S	929,50	546,80	785,70	553,80	498,80	893,20	753,30	707,80
Sn	0,05	93,75	43,22	13,69	72,60	97,31	122,81	7,14
Sr	13,01	22,53	14,13	15,60	15,32	15,70	17,69	15,67
V	5,88	10,63	11,02	32,78	7,31	6,66	18,24	19,69
Y	3,08	1,67	0,00	3,74	0,02	0,00	0,00	4,10
Zn	38,56	64,47	63,70	33,09	55,18	57,15	56,78	60,47
Zr	19,39	25,57	24,94	20,48	12,52	20,22	22,02	25,21
La	0,52	0,00	10,41	6,02	0,00	3,12	1,24	0,05
Ga	64,63	83,12	103,83	59,70	120,01	101,82	104,13	58,58
W	26,78	16,94	0,00	0,32	0,04	0,14	0,03	0,12
Hf	1,56	1,40	0,30	1,75	0,43	0,77	0,53	1,11
Th	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03
Nd	8,54	9,77	7,95	8,43	5,09	7,43	6,04	8,10
Ce	4,89	9,07	3,03	4,55	0,00	1,38	0,00	3,42

Tabla 6.2.6b3. Análisis químico por fluorescencia de rayos x de cristales de moscovitas, de las pegmatitas de tipo II parte sureste asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 11 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP Masa; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} han sido calculadas a partir de balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>					
Muestras	EM	m1am	LAm1A	La1bm	t2am
SiO ₂	46,71	44,46	46,37	44,48	43,65
Al ₂ O ₃	37,05	38,25	35,49	36,88	37,78
TiO ₂	0,05	0,31	0,07	0,35	0,13
Fe ₂ O ₃	1,60	1,62	1,58	2,52	1,95
MgO	0,29	0,47	0,25	0,37	0,32
MnO	0,01	0,02	0,02	0,05	0,03
Li ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,21	0,04
CaO	0,02	0,13	0,12	0,08	0,07
Na ₂ O	0,61	0,66	0,55	0,56	0,70
K ₂ O	9,37	9,79	9,88	9,93	9,63
Rb ₂ O	0,15	0,03	0,11	0,10	0,11
Cs ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,09	0,04	0,07
H ₂ O(c)	4,18	4,22	4,29	4,20	4,00
F	0,08	0,07	0,01	0,28	0,03
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,15	100,06	98,75	100,06	98,49
O=F	0,03	0,03	0,01	0,12	0,01
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,11	100,03	98,74	99,94	98,48
Si	3,19	2,96	2,12	2,88	1,88
Al ^{IV}	0,81	1,04	1,88	1,12	2,12
∑T	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	2,17	1,97	0,04	1,70	0,00
Al	2,98	3,00	1,91	2,82	1,92
Ti	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
Fe ³⁺	0,08	0,08	0,05	0,12	0,06
Mg	0,03	0,05	0,02	0,04	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,01	0,01	0,00	0,06	0,01
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,08	0,08	0,05	0,07	0,06
K	0,82	0,83	0,58	0,82	0,53
Rb	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,98	1,99	2,00	1,94	2,00
F	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla 6.2.6b4. Análisis químico de elementos traza, analizados por fluorescencia de rayos X en cristales de moscovita asociados a las pegmatita de tipo II del campo de pegmatítico de Giraúl. Las concentraciones de los elementos traza y REE están expresadas en ppm.

<i>Segunda zona intermedia</i>					
Muestra	EM	m1am	LAMIAM	La1bm	t2am
As	0,03	0,06	0,03	0,02	0,04
Ba	90,43	348,16	51,25	143,16	48,12
Co	0,00	0,11	0,00	0,00	0,01
Cr	47,70	10,15	27,50	1,57	5,14
Cs	157,95	17,21	62,88	402,36	31,16
Cu	0,04	0,11	0,07	0,06	0,08
F	788,10	665,30	136,50	2842,00	841,30
Nb	234,74	73,53	365,22	212,31	222,91
Ni	0,05	0,02	0,04	0,00	0,01
Pb	15,86	7,40	14,56	17,70	5,83
Rb	1574,07	395,86	1282,39	1156,78	1096,69
S	323,80	616,30	417,10	613,00	667,00
Sn	225,47	49,04	148,18	292,59	64,31
Sr	19,61	19,74	17,51	20,19	13,35
V	5,08	6,46	7,77	8,90	5,54
Y	0,00	5,39	0,01	0,01	0,00
Zn	11,54	38,68	10,05	103,51	82,25
Zr	18,28	26,75	19,88	21,99	20,37
La	0,01	2,94	2,87	8,12	3,07
Ga	85,13	83,97	112,01	119,62	109,03
W	0,01	20,49	0,02	75,23	0,26
Hf	0,12	1,65	0,64	0,73	0,88
Th	0,47	0,00	0,01	0,00	0,33
Nd	4,71	9,19	6,36	8,47	7,09
Ce	0,00	7,30	0,03	4,85	0,49

Tabla.6.2.6c5. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo II (parte noroeste del campo pegmatítico de Giraúl). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 11 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia(parte noroeste)						2ª zona intermedia noroeste					
Muestras	q1c-5	q1c-6	q1c-7	q1c-8	q1c-10	pf1-1	pf1-2	pf1-3	pf1-4	pf1-5	pf1-6
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,07	0,07	0,01	0,01	0,03	0,06	0,06	0,00	0,05
SiO ₂	45,97	46,44	46,43	46,25	45,92	46,58	46,85	46,62	46,41	46,73	46,45
Al ₂ O ₃	35,98	35,74	35,59	35,80	36,18	35,37	34,69	35,08	34,91	35,02	35,01
TiO ₂	0,08	0,08	0,08	0,10	0,10	0,29	0,28	0,25	0,29	0,30	0,24
Fe ₂ O ₃	0,15	0,13	0,09	0,07	0,17	0,47	0,52	0,39	0,49	0,44	0,42
FeO	1,64	1,79	1,66	1,54	1,64	2,08	2,07	2,22	2,21	2,12	2,36
MgO	0,21	0,12	0,15	0,15	0,14	0,52	0,52	0,53	0,49	0,53	0,54
MnO	0,02	0,03	0,03	0,00	0,05	0,01	0,02	0,05	0,04	0,04	0,01
Li ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,78	0,84	0,95	0,86	0,91	0,60	0,70	0,93	0,70	0,65	0,94
K ₂ O	10,19	10,10	9,77	10,01	9,97	9,99	9,72	9,79	9,91	9,91	9,61
Rb ₂ O	0,31	0,29	0,27	0,28	0,25	0,23	0,22	0,23	0,26	0,25	0,28
Cs ₂ O	0,10	0,08	0,13	0,02	0,19	0,04	0,03	0,01	0,17	0,03	0,08
H ₂ O(c)	4,51	4,52	4,51	4,25	4,52	4,31	4,47	4,55	4,33	4,42	4,41
F	0,00	0,00	0,00	0,54	0,00	0,58	0,18	0,04	0,47	0,32	0,32
Cl	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,07	0,01	0,05	0,02	0,00
Total	101,85	102,23	101,47	101,56	101,87	101,18	100,49	100,86	100,88	100,88	100,80
O=F	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,24	0,08	0,02	0,20	0,13	0,13
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	100,07	100,32	99,73	99,73	100,07	100,94	100,40	100,84	100,67	100,74	100,67
P	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,06	3,08	3,09	3,08	3,06	3,08	3,11	3,08	3,08	3,09	3,08
AlIV	0,93	0,91	0,90	0,91	0,94	0,92	0,89	0,91	0,91	0,91	0,92
AlVI	1,89	1,89	1,89	1,90	1,90	1,83	1,82	1,82	1,82	1,83	1,82
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe ²⁺	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13
Mg	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,11	0,12	0,11	0,12	0,08	0,09	0,12	0,09	0,08	0,12
K	0,87	0,86	0,83	0,85	0,85	0,84	0,82	0,83	0,84	0,84	0,81
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	2,01	2,00	2,00	1,89	2,01	1,90	1,98	2,01	1,92	1,95	1,95
F	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,12	0,04	0,01	0,10	0,07	0,07
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00

Tabla.6.2.6c8. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo II (parte sureste del campo ipegmatítico de Giraúl). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 11 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia(parte sureste)						
Muestras	t2b-2	t2b-3	t2b-4	t2b-5	t2b-6	t2b-7
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,10	0,03	0,08	0,11
SiO ₂	46,43	46,42	46,59	46,92	46,53	46,16
Al ₂ O ₃	36,08	36,24	35,74	36,55	36,10	36,40
TiO ₂	0,12	0,11	0,12	0,09	0,16	0,13
Fe ₂ O ₃	0,25	0,27	0,25	0,26	0,30	0,24
FeO	1,49	1,30	1,47	1,21	1,48	1,09
MgO	0,43	0,42	0,43	0,48	0,45	0,42
MnO	0,00	0,02	0,00	0,06	0,07	0,06
Li ₂ O	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,92	0,88	0,90	0,98	0,95	0,71
K ₂ O	9,87	9,70	9,84	9,77	9,56	10,01
Rb ₂ O	0,13	0,19	0,15	0,16	0,16	0,24
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,03
H ₂ O(c)	4,54	4,56	4,55	4,61	4,47	4,43
F	0,04	0,00	0,00	0,00	0,22	0,25
Cl	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	100,41	100,20	100,25	101,15	100,60	100,32
O=F	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,11
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,39	100,20	100,24	101,15	100,51	100,22
P	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Si	3,07	3,07	3,08	3,07	3,07	3,06
AlIV	0,93	0,93	0,91	0,93	0,93	0,94
AlVI	1,88	1,89	1,88	1,89	1,88	1,90
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,06
Mg	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,09
K	0,83	0,82	0,83	0,82	0,80	0,85
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	2,00	2,01	2,01	2,01	1,97	1,96
F	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.6.2.6a2. Análisis químico por ICP-MS de cristales de moscovita asociados a las pegmatitas de tipo II del campo pegmatítico de Giraúl.

Segunda zona intermedia						
Muestras		E MS	G11C MS	LAM1A MS	LAM1B MS	T2am
P	%	0,024	0,029	0,036	0,013	0,018
Al	%	>10	>10	>10	>10	>10
Fe	%	1,08	1,94	1,05	1,59	1,67
Ti	%	0,032	0,188	0,051	0,244	0,244
Mg	%	0,14	0,18	0,12	0,16	0,17
Ca	%	0,03	0,03	0,07	0,05	0,05
Na	%	0,458	0,515	0,415	0,42	0,437
K	%	7,62	8,09	8,2	7,71	7,82
S	%	<.04	<.04	<.04	<.04	<.04
Li	ppm	83,5	173	22,1	910,5	940,2
Rb	ppm	1350,4	1136,8	1023,4	941,6	951,3
Cs	ppm	127,1	77	38,1	301,4	293,1
Sr	ppm	4	2	4	7	7
Ba	ppm	40	7	25	135	137
Sc	ppm	3,2	4,6	3,8	67,7	48,5
Cu	ppm	1,63	1,3	2,11	0,83	1,63
Zn	ppm	42,6	80,7	35,9	125,5	130,4
Sn	ppm	188,9	67,1	123	252,8	269,9
Zr	ppm	2	2,7	2,1	5,3	4,3
Hf	ppm	0,43	0,67	0,42	0,58	0,4
Ta	ppm	116,3	55	62,8	35,8	38,8
Nb	ppm	156,28	311,59	228,72	128	137,63
Ga	ppm	91,84	>100	>100	93,39	96,62
Mo	ppm	0,23	0,1	0,06	<.05	<.05
Pb	ppm	4,26	1,84	4,59	3,54	4,48
Ni	ppm	1,8	0,1	0,8	<.1	<.1
Co	ppm	1,3	0,2	0,7	0,7	0,8
Cr	ppm	28	1	15	1	7
Mn	ppm	77	210	92	331	357
As	ppm	10	9,3	9,6	10,3	10,1
Ag	ppb	<20	<20	<20	<20	<20
Au	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Th	ppm	<.1	<.1	0,3	0,3	0,2
U	ppm	0,3	0,1	0,6	0,1	0,2
Cd	ppm	<.02	0,04	0,04	0,03	0,03
Sb	ppm	0,03	0,03	0,06	0,02	0,04
Bi	ppm	0,16	1,17	0,11	0,16	0,38
V	ppm	1	5	2	5	4
W	ppm	14,9	35	15,6	>100	>100
Be	ppm	10	20	15	16	16
Y	ppm	<.1	<.1	0,4	0,1	0,1
La	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Ce	ppm	0,05	<.02	0,51	0,12	0,09
Pr	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Nd	ppm	<.1	<.1	0,2	<.1	0,1
Sm	ppm	<.1	<.1	0,1	<.1	<.1
Eu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Gd	ppm	<.1	<.1	0,1	<.1	0,1
Tb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Dy	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Ho	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1	0,1	<.1	<.1
Tm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	<.1	0,1	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1

Tabla.7.2.7 b1. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 11 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} han sido calculadas a partir de balance de cargas.

	1ª zona intermedia		Segunda zona intermedia		3ª zona intermedia	
Muestras	I1+A M	PA10ABCM	PA17M	I+A3M		
SiO ₂	43,48	45,78	44,75	45,04		
Al ₂ O ₃	37,45	34,95	39,54	39,15		
TiO ₂	0,29	0,30	0,08	0,03		
Fe ₂ O ₃	1,66	3,03	1,64	1,07		
MgO	0,41	0,40	0,17	0,00		
MnO	0,02	0,03	0,02	0,04		
Li ₂ O	0,21	0,06	0,01	0,03		
CaO	0,02	0,14	0,12	0,01		
Na ₂ O	0,66	0,54	0,58	0,61		
K ₂ O	9,71	9,71	9,69	9,51		
Rb ₂ O	0,30	0,06	0,16	0,05		
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,02		
H ₂ O	4,00	4,00	4,00	4,00		
F	0,11	0,10	0,03	0,03		
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00		
Total	98,60	99,08	100,85	99,58		
O=F	0,04	0,04	0,01	0,01		
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00		
Total	98,55	99,04	100,83	99,57		
Si	1,90	2,26	4,15	2,56		
Al ^{IV}	2,10	1,74	1,72	1,44		
∑T	4,00	4,00	5,87	4,00		
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al	1,93	2,03	4,32	2,62		
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00		
Fe ³⁺	0,05	0,11	0,11	0,05		
Mg	0,03	0,03	0,02	0,00		
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00		
Li	0,04	0,01	0,00	0,01		
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00		
Na	0,06	0,05	0,11	0,07		
K	0,54	0,61	1,15	0,69		
Rb	0,01	0,00	0,01	0,00		
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00		
H	1,99	1,98	1,99	2,00		
F	0,01	0,02	0,01	0,00		
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00		

Tabla 7.2.7 b2. Análisis químico de elementos traza, analizados por fluorescencia de rayos X en cristales de moscovita asociados a las pegmatita de tipo III del campo de pegmatítico de Giraúl. Las concentraciones de los elementos traza y REE están expresadas en ppm.

Concentraciones de elementos traza (ppm)				
	1ª zona intermedia	Segunda zona intermedia	3ª zona intermedia	
Muestra	I1+A M	PA10ABCM	PA17M	I+A3M
As	0,05	0,04	0,01	0,02
Ba	144,34	127,20	33,21	46,31
Co	0,04	0,05	0,00	0,00
Cr	6,75	25,20	18,84	9,81
Cs	10,61	21,49	468,97	202,35
Cu	0,10	0,14	0,01	0,00
F	1060,80	1006,30	311,10	272,50
Nb	133,32	139,41	155,72	402,47
Ni	0,02	0,01	0,00	0,08
Pb	6,49	12,51	25,71	18,19
Rb	489,98	568,02	1447,00	2767,18
S	719,70	578,70	608,50	725,30
Sn	41,66	100,55	346,36	277,31
Sr	12,51	17,09	17,14	23,42
V	5,21	20,49	6,90	5,30
Y	5,08	14,21	0,00	0,10
Zn	42,18	46,63	59,88	64,59
Zr	27,16	44,39	9,92	23,61
La	0,02	0,67	6,01	7,42
Ga	86,12	101,52	106,55	127,37
W	22,11	14,54	0,02	0,00
Hf	1,48	1,05	0,02	0,06
Th	0,43	0,56	0,00	0,01
Nd	9,31	11,31	4,58	6,62
Ce	7,64	14,23	0,00	0,11

Tabla.7.2.7c1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 11 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP- Ms; el agua ha sido calculados por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Tercera zona intermedia								
Muestras	i1+a3-1	i1+a3-2	i1+a3-3	i1+a3-4	i1+a3-5	i1+a3-6	i1+a3-7	i1+a3-8
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,01	0,06	0,08	0,04	0,10	0,14
SiO ₂	46,28	45,93	45,65	45,99	46,21	46,79	46,18	46,00
Al ₂ O ₃	36,59	36,33	37,15	36,81	36,57	36,36	36,82	36,40
TiO ₂	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,05	0,02	0,02
Fe ₂ O ₃	0,36	0,28	0,40	0,35	0,26	0,26	0,35	0,28
FeO	0,61	0,78	0,48	0,72	0,69	0,72	0,60	0,63
MgO	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,02
MnO	0,12	0,12	0,07	0,08	0,04	0,08	0,03	0,06
Li ₂ O	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,72	0,72	0,70	0,73	0,59	0,60	0,59	0,56
K ₂ O	9,99	10,05	10,29	9,98	10,21	10,01	10,18	10,31
Rb ₂ O	0,48	0,49	0,42	0,53	0,46	0,51	0,45	0,45
Cs ₂ O	0,13	0,08	0,16	0,10	0,13	0,14	0,05	0,08
H ₂ O(c)	4,45	4,53	4,55	4,55	4,55	4,57	4,56	4,53
F	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,04	0,00	0,05	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02
Total	100,30	99,60	100,19	100,14	100,00	100,36	100,21	99,72
O=F	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00
Total	100,20	99,59	100,18	100,13	100,00	100,34	100,19	99,72
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Si	3,06	3,06	3,03	3,05	3,07	3,09	3,05	3,06
AlIV	0,93	0,94	0,97	0,95	0,93	0,91	0,94	0,93
AlVI	1,92	1,92	1,93	1,93	1,93	1,92	1,93	1,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe ²⁺	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07
K	0,84	0,85	0,87	0,84	0,86	0,84	0,86	0,88
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,97	2,01	2,01	2,02	2,01	2,01	2,01	2,01
F	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla .8.2.8b2. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de elementos traza en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl.

Concentraciones de elementos trazas (ppm)															
	Zona de borde		Primera zona intermedia							Segunda zona intermedia					
Muestras	A4AM	A13AM	A6EM	A14AM	A15AM	A16CM	A19CM	A41AM	A34CM	A7DM	A37CM	A39DM	A10EM	A11EM	A43CM
As	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ba	29,35	44,10	31,75	43,36	33,66	33,09	27,48	89,12	34,78	23,21	45,57	59,39	21,28	24,76	24,74
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	8,67	6,67	8,72	5,69	3,04	4,08	3,98	2,79	0,90	3,71	5,14	5,34	0,90	1,41	10,13
Cs	267,11	136,09	176,53	144,64	127,24	159,09	173,75	476,70	111,71	171,85	360,58	175,93	131,57	114,21	128,13
Cu	0,01	0,05	0,03	0,06	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,00	0,02	0,02	0,01	0,05
F	2877,20	2700,70	8866,90	6257,90	5346,00	7015,50	7308,80	8639,20	6429,50	7826,40	6587,60	6910,00	4711,90	7473,90	6063,20
Nb	406,62	508,91	541,70	513,23	466,59	466,37	459,24	430,16	476,23	514,62	357,95	418,42	405,71	468,23	440,32
Ni	1,04	0,30	0,20	1,23	1,69	0,27	0,77	0,56	0,67	0,39	3,45	1,90	0,79	0,18	1,05
Pb	49,76	31,08	34,35	34,26	36,21	34,01	34,46	34,04	32,97	35,67	43,19	41,86	36,26	33,51	30,48
Rb	3710,90	2260,17	2682,15	2635,10	3229,07	3303,28	3271,86	3493,41	3439,63	3271,02	5170,89	4154,82	3664,60	3173,30	3159,00
S	790,20	709,30	659,50	737,20	633,10	837,30	581,60	640,70	489,20	724,30	657,90	452,40	657,70	601,10	495,80
Sn	743,85	459,39	502,48	473,64	481,13	488,66	486,74	466,48	487,67	479,68	614,16	571,40	472,92	478,13	397,42
Sr	36,73	23,36	23,50	24,18	27,02	26,33	25,89	30,34	30,75	27,01	40,17	35,18	29,69	27,10	38,91
V	5,22	13,72	10,21	8,92	4,59	7,20	8,30	8,06	6,93	4,81	6,52	8,94	6,61	6,59	5,40
Y	0,08	0,00	0,00	0,09	0,01	0,07	0,16	0,03	0,18	0,01	0,11	0,04	0,00	0,04	0,00
Zn	398,33	146,18	255,30	167,67	284,82	357,71	367,72	452,03	504,68	371,25	632,67	558,69	442,67	344,17	649,76
Zr	11,01	14,18	18,63	15,92	17,42	12,46	8,41	11,80	16,27	17,67	13,69	11,02	13,98	21,39	7,46
La	8,48	4,49	0,11	0,53	0,00	6,73	3,68	18,43	6,60	3,38	15,34	8,72	8,82	0,01	0,00
Ga	130,27	131,85	136,85	136,46	145,07	146,80	147,77	154,59	144,25	146,56	158,76	153,24	141,42	145,65	133,09
W	25,57	40,54	51,61	41,70	29,95	30,44	31,11	28,88	26,46	25,69	16,43	14,36	19,33	31,98	16,86
Hf	0,08	0,60	0,37	0,49	0,27	0,05	0,09	0,03	0,07	0,25	0,01	0,04	0,11	0,20	0,56
Th	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	30,49	0,00	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07
Nd	6,90	7,74	4,50	6,17	4,77	5,00	20,52	7,02	6,37	6,11	4,55	7,85	5,64	6,27	6,55
Ce	0,18	2,42	0,00	0,01	0,00	0,00	45,09	0,41	0,02	0,00	0,00	2,77	0,00	0,01	0,04

Tabla.8.2.8b4. AAnálisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 11 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP- MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe³⁺ ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Concentraciones de elementos traza (ppm)								
Muestras	A45BM	A45CM	A30AM	A30DM	A25CM	A24AM	A33FM	A48BM
As	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Ba	28,48	34,42	26,06	33,28	50,14	36,41	38,37	51,03
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	2,62	8,83	2,83	0,80	35,65	4,60	2,53	1,76
Cs	125,91	112,86	99,22	105,34	130,27	209,42	161,18	138,06
Cu	0,02	0,03	0,04	0,01	0,06	0,02	0,03	0,00
F	6333,20	6451,70	8254,10	6462,00	8212,60	7000,90	7273,40	5723,90
Nb	482,25	503,20	494,73	478,44	549,76	394,22	436,26	419,83
Ni	0,61	0,75	0,22	0,07	1,23	0,33	0,52	0,24
Pb	33,58	33,26	36,12	35,35	34,35	46,95	33,93	31,80
Rb	3218,53	3204,86	3132,77	3178,43	2655,07	3311,80	3356,92	3409,01
S	635,00	597,90	658,40	800,80	903,50	270,50	578,00	792,00
Sn	483,78	478,78	477,90	473,30	508,47	714,67	490,95	483,35
Sr	28,35	27,54	26,08	26,87	25,09	29,44	28,52	27,22
V	5,24	4,68	3,66	4,20	17,10	5,81	6,88	6,40
Y	0,06	0,13	0,01	0,00	0,01	0,15	0,00	0,00
Zn	353,50	349,16	268,96	488,97	446,08	344,72	519,74	494,23
Zr	17,57	15,11	16,81	11,80	14,26	16,39	16,83	19,13
La	0,00	5,56	7,30	3,21	10,50	2,79	0,00	7,54
Ga	146,56	146,47	146,29	142,47	127,99	138,66	147,30	147,46
W	31,46	31,51	32,05	28,55	50,54	33,38	30,54	18,40
Hf	0,16	0,21	0,18	0,10	0,32	0,14	0,23	0,01
Th	0,00	0,01	0,01	18,03	0,03	0,00	0,00	0,00
Nd	4,07	5,52	6,37	16,14	8,55	4,34	4,78	5,03
Ce	0,00	0,00	0,02	30,42	5,04	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8c1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Zona de borde									
Muestras	a13-1	a13-2	a13-3	a13-4	a13-5	a13-6	a13-7	a13-8	a13-9
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
SiO ₂	45,62	45,83	45,43	46,11	45,98	46,04	45,93	46,05	44,94
Al ₂ O ₃	34,67	34,43	34,22	34,48	34,51	35,08	34,57	34,72	33,98
TiO ₂	0,44	0,34	0,37	0,31	0,27	0,37	0,27	0,31	0,38
Fe ₂ O ₃	1,84	2,09	2,14	1,73	1,83	1,73	1,79	1,83	1,68
FeO	0,36	0,32	0,40	0,30	0,35	0,39	0,34	0,37	0,38
MgO	0,02	0,05	0,07	0,12	0,09	0,07	0,07	0,08	0,10
MnO	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Li ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,80	0,68	0,69	0,64	0,67	0,82	0,82	0,77	0,73
Na ₂ O	10,08	10,23	10,02	10,14	9,94	10,08	10,17	9,90	9,85
K ₂ O	0,38	0,41	0,42	0,43	0,35	0,40	0,38	0,41	0,38
Rb ₂ O	0,05	0,12	0,00	0,10	0,00	0,04	0,09	0,01	0,04
Cs ₂ O	0,06	0,00	0,07	0,07	0,04	0,04	0,07	0,07	0,06
H ₂ O(c)	3,88	3,61	3,64	3,80	3,68	3,58	3,79	4,01	3,50
F	1,24	1,80	1,70	1,42	1,67	1,95	1,42	1,00	1,88
Cl	0,10	0,05	0,04	0,06	0,01	0,06	0,05	0,03	0,07
Total	99,82	100,19	99,50	99,97	99,64	100,85	99,99	99,81	98,22
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
Total	99,80	100,18	99,49	99,95	99,64	100,83	99,99	99,80	98,21
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,08	3,09	3,08	3,11	3,10	3,08	3,09	3,09	3,09
AlIV	0,92	0,91	0,91	0,89	0,89	0,92	0,90	0,90	0,91
AlVI	1,84	1,83	1,83	1,85	1,85	1,85	1,84	1,85	1,84
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Fe ²⁺	0,10	0,12	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
Mg	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Li	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,11	0,11	0,10	0,10
K	0,87	0,88	0,87	0,87	0,86	0,86	0,87	0,85	0,86
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,75	1,63	1,65	1,71	1,66	1,60	1,71	1,80	1,60
F	0,26	0,38	0,36	0,30	0,36	0,41	0,30	0,21	0,41
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01

Tabla.8.2.8c2. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia									
Muestras	a6e-1	a6e-2	a6e-4	a6e-3	a6e-5	a6e-7	a6e-8	a6e-9	a6e-10
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,07	0,07	0,03	0,00	0,06	0,03	0,02
SiO ₂	45,79	45,56	44,64	45,21	45,46	45,63	45,22	45,11	45,15
Al ₂ O ₃	34,55	34,70	35,54	35,27	35,17	34,60	34,80	35,31	35,15
TiO ₂	0,13	0,10	0,14	0,12	0,09	0,12	0,11	0,12	0,11
Fe ₂ O ₃	0,58	0,70	0,72	0,73	0,63	0,83	0,84	0,96	0,93
FeO	1,89	1,74	1,58	1,64	1,82	1,78	1,53	1,51	1,53
MgO	0,12	0,11	0,11	0,14	0,10	0,14	0,11	0,09	0,11
MnO	0,01	0,04	0,07	0,02	0,05	0,04	0,08	0,08	0,08
Li ₂ O	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,45	0,34	0,41	0,41	0,34	0,46	0,30	0,36	0,34
K ₂ O	10,53	10,64	10,85	10,68	10,79	10,47	10,51	10,60	10,57
Rb ₂ O	0,50	0,43	0,39	0,43	0,43	0,46	0,52	0,43	0,46
Cs ₂ O	0,04	0,00	0,08	0,14	0,00	0,03	0,00	0,10	0,06
H ₂ O(c)	3,79	4,02	4,03	3,87	3,73	3,84	3,72	3,81	3,74
F	1,53	1,03	1,03	1,38	1,70	1,42	1,64	1,52	1,65
Cl	0,01	0,05	0,04	0,05	0,00	0,10	0,10	0,14	0,13
Total	100,41	99,90	100,10	100,57	100,73	100,32	99,95	100,56	100,43
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	100,40	99,90	100,09	100,56	100,71	100,32	99,94	100,56	100,42
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,08	3,07	3,01	3,04	3,05	3,07	3,06	3,03	3,04
AlIV	0,92	0,93	0,99	0,96	0,95	0,93	0,94	0,96	0,96
AlVI	1,82	1,83	1,84	1,83	1,84	1,82	1,83	1,84	1,83
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05
Fe ²⁺	0,11	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,08	0,09
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04
K	0,90	0,91	0,93	0,92	0,92	0,90	0,91	0,91	0,91
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,70	1,81	1,81	1,74	1,67	1,73	1,68	1,71	1,68
F	0,33	0,22	0,22	0,29	0,36	0,30	0,35	0,32	0,35
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01

Tabla.8.2.8c3. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia									
Muestras	a15a-1	a15a-4	a15a-5	a15a-7	a15a-8	a15a-10	a16c-2	a16c-4	a16c-5
P ₂ O ₅	0,01	0,08	0,00	0,03	0,00	0,10	0,04	0,06	0,01
SiO ₂	44,79	45,38	44,97	44,83	44,96	45,23	44,47	44,59	44,80
Al ₂ O ₃	34,04	34,78	33,82	34,43	34,41	34,52	33,94	34,67	33,63
TiO ₂	0,12	0,13	0,11	0,16	0,14	0,17	0,17	0,12	0,12
Fe ₂ O ₃	0,53	0,65	0,60	0,50	0,37	0,54	0,51	0,79	0,50
FeO	1,94	1,96	1,95	1,86	2,07	1,98	2,02	1,88	2,04
MgO	0,27	0,28	0,26	0,25	0,31	0,29	0,27	0,28	0,31
MnO	0,05	0,09	0,09	0,05	0,05	0,05	0,07	0,03	0,04
Li ₂ O	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,29	0,29	0,29
CaO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,13	0,03
Na ₂ O	0,46	0,51	0,55	0,55	0,52	0,56	0,51	0,34	0,57
K ₂ O	10,21	10,45	10,20	10,48	10,48	10,36	10,33	10,08	10,15
Rb ₂ O	0,36	0,35	0,40	0,35	0,39	0,34	0,42	0,39	0,38
Cs ₂ O	0,06	0,06	0,06	0,03	0,02	0,04	0,02	0,05	0,05
H ₂ O(c)	3,23	3,23	3,64	3,00	3,19	3,38	3,75	3,81	3,89
F	2,48	2,65	1,60	3,00	2,62	2,27	1,39	1,38	1,10
Cl	0,07	0,12	0,12	0,08	0,00	0,08	0,00	0,08	0,00
Total	98,78	100,89	98,54	99,79	99,69	100,07	98,20	98,97	97,91
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00
Total	98,74	100,87	98,53	99,76	99,67	100,06	98,17	98,97	97,91
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Si	3,08	3,06	3,09	3,06	3,07	3,07	3,06	3,04	3,08
AllV	0,92	0,93	0,91	0,94	0,93	0,93	0,94	0,96	0,92
AIVI	1,84	1,83	1,83	1,84	1,83	1,83	1,82	1,83	1,81
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03
Fe ²⁺	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12
Mg	0,03	0,03	0,03		0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,08	0,08	0,08
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,08
K	0,90	0,90	0,89	0,91	0,91	0,90	0,91	0,88	0,89
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,48	1,45	1,67	1,37	1,45	1,53	1,72	1,73	1,79
F	0,54	0,57	0,35	0,65	0,57	0,49	0,30	0,30	0,24
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00

Tabla.8.2.8c4. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia									
Muestras	a16c-6	a16c-7	a16c-8	a16c-9	a16c-10	a41a-2	a41a-3	a41a-4	a41a-5
P ₂ O ₅	0,03	0,11	0,02	0,03	0,08	0,06	0,07	0,08	0,04
SiO ₂	44,21	44,07	44,86	45,08	45,35	46,07	46,27	44,99	45,51
Al ₂ O ₃	35,26	35,45	34,31	33,89	34,17	36,20	35,78	36,45	35,45
TiO ₂	0,17	0,12	0,17	0,16	0,17	0,04	0,06	0,06	0,08
Fe ₂ O ₃	0,78	0,74	0,67	0,63	0,83	0,53	0,70	0,69	0,67
FeO	1,89	1,73	2,08	2,13	1,96	0,70	0,47	0,54	0,66
MgO	0,29	0,28	0,31	0,29	0,32	0,18	0,20	0,18	0,22
MnO	0,04	0,06	0,07	0,10	0,07	0,04	0,00	0,07	0,07
Li ₂ O	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,38	0,38	0,38	0,38
CaO	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,46	0,39	0,57	0,49	0,65	0,45	0,55	0,55	0,66
K ₂ O	10,37	10,36	10,32	10,54	10,28	10,41	10,14	10,16	10,22
Rb ₂ O	0,41	0,35	0,35	0,42	0,37	0,37	0,36	0,34	0,35
Cs ₂ O	0,07	0,17	0,17	0,05	0,07	0,04	0,06	0,08	0,00
H ₂ O(c)	3,64	4,12	4,09	4,05	3,64	4,58	4,42	4,35	4,51
F	1,77	0,75	0,78	0,85	1,77	0,00	0,29	0,39	0,00
Cl	0,06	0,04	0,05	0,06	0,15	0,00	0,10	0,04	0,08
Total	99,75	99,06	99,11	99,06	100,18	100,06	99,85	99,35	98,91
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	99,74	99,04	99,11	99,06	100,18	100,05	99,85	99,35	98,91
P	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,01	3,00	3,05	3,07	3,07	3,06	3,08	3,02	3,06
AlIV	0,99	1,00	0,94	0,92	0,93	0,94	0,92	0,98	0,94
AlVI	1,83	1,85	1,81	1,80	1,80	1,89	1,89	1,90	1,87
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe ²⁺	0,11	0,10	0,12	0,12	0,11	0,04	0,03	0,03	0,04
Mg	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,10	0,10	0,10
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,05	0,08	0,06	0,09	0,06	0,07	0,07	0,09
K	0,90	0,90	0,90	0,92	0,89	0,88	0,86	0,87	0,88
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,65	1,87	1,86	1,84	1,65	2,03	1,96	1,95	2,02
F	0,38	0,16	0,17	0,18	0,38	0,00	0,06	0,08	0,00
Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01

Tabla.8.2.8c5. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia									
Muestras	a41a-6	a41a-7	a41a-8	a41a-9	a34c-2	a34c-3	a34c-4	a34c-7	a34c-8
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,04	0,00	0,06	0,05	0,00	0,03	0,04
SiO ₂	45,24	45,70	45,47	45,34	45,70	45,63	45,29	45,58	45,76
Al ₂ O ₃	35,89	35,68	36,06	35,59	34,58	34,87	34,41	34,51	34,65
TiO ₂	0,08	0,07	0,07	0,06	0,15	0,11	0,10	0,14	0,13
Fe ₂ O ₃	0,63	0,60	0,88	0,55	0,65	0,62	0,40	0,52	0,56
FeO	0,69	0,65	0,35	0,83	2,03	1,94	1,95	2,14	1,96
MgO	0,22	0,19	0,20	0,24	0,25	0,20	0,17	0,26	0,27
MnO	0,04	0,05	0,01	0,05	0,07	0,08	0,02	0,05	0,06
Li ₂ O	0,38	0,38	0,38	0,38	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23
CaO	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Na ₂ O	0,70	0,54	0,71	0,74	0,54	0,39	0,52	0,78	0,70
K ₂ O	10,12	10,22	10,34	10,01	10,45	10,59	10,47	10,26	10,01
Rb ₂ O	0,34	0,35	0,43	0,36	0,43	0,42	0,33	0,36	0,37
Cs ₂ O	0,14	0,08	0,05	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00	0,04
H ₂ O(c)	4,50	4,53	4,54	4,51	3,65	3,40	4,11	3,82	3,80
F	0,04	0,00	0,00	0,00	1,80	2,33	0,71	1,42	1,49
Cl	0,04	0,04	0,19	0,00	0,10	0,08	0,01	0,05	0,05
Total	99,08	99,14	99,73	98,70	100,69	100,98	98,75	100,17	100,13
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00
Total	99,08	99,14	99,70	98,69	100,68	100,97	98,73	100,15	100,13
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,04	3,06	3,04	3,05	3,07	3,07	3,08	3,07	3,08
AlIV	0,96	0,94	0,96	0,95	0,92	0,93	0,92	0,93	0,92
AlVI	1,88	1,88	1,88	1,88	1,82	1,83	1,84	1,82	1,83
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
Fe ²⁺	0,04	0,04	0,02	0,05	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,10	0,10	0,10	0,10	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,07	0,09	0,10	0,07	0,05	0,07	0,10	0,09
K	0,87	0,87	0,88	0,86	0,90	0,91	0,91	0,88	0,86
Rb	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	2,02	2,03	2,02	2,03	1,64	1,53	1,87	1,72	1,71
F	0,01	0,00	0,00	0,00	0,38	0,50	0,15	0,30	0,32
Cl	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01

Tabla.8.2.8c6. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a7a-1	a7a-2	a7a-3	a7a-4	a7a-5	a7a-6	a7a-7	a7a-8	a7a-9
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,08	0,02
SiO ₂	45,05	45,65	45,70	45,37	45,51	45,47	45,51	45,60	45,62
Al ₂ O ₃	34,84	35,20	35,23	35,28	35,01	35,10	34,76	35,40	35,16
TiO ₂	0,11	0,10	0,15	0,13	0,12	0,12	0,14	0,15	0,15
Fe ₂ O ₃	0,64	0,68	0,60	0,67	0,59	0,80	0,62	0,54	0,62
FeO	1,94	1,93	1,84	1,91	1,81	1,65	1,95	1,88	1,81
MgO	0,15	0,17	0,19	0,17	0,15	0,20	0,17	0,15	0,17
MnO	0,02	0,04	0,08	0,06	0,00	0,05	0,06	0,02	0,04
Li ₂ O	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,69	0,76	0,78	0,76	0,73	0,79	0,82	0,91	0,88
K ₂ O	10,27	10,00	10,20	9,95	10,19	9,94	10,02	10,11	10,00
Rb ₂ O	0,43	0,41	0,42	0,36	0,46	0,42	0,42	0,38	0,40
Cs ₂ O	0,04	0,18	0,13	0,02	0,04	0,00	0,10	0,00	0,01
H ₂ O(c)	4,05	4,00	4,10	3,99	4,03	3,94	3,97	3,73	3,83
F	0,92	1,13	0,92	1,14	1,00	1,21	1,13	1,70	1,48
Cl	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,12	0,05	0,02	0,05
Total	99,57	100,69	100,68	100,22	99,99	100,13	100,01	100,97	100,52
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,57	100,69	100,68	100,20	99,99	100,13	100,01	100,97	100,52
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,05	3,05	3,06	3,04	3,06	3,06	3,07	3,05	3,06
AlIV	0,95	0,94	0,94	0,95	0,94	0,94	0,93	0,95	0,94
AlVI	1,83	1,83	1,83	1,84	1,84	1,84	1,83	1,84	1,84
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
Fe ²⁺	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	0,09	0,11	0,10	0,10
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,12	0,11
K	0,89	0,85	0,87	0,85	0,87	0,85	0,86	0,86	0,85
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cs	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,83	1,79	1,83	1,79	1,81	1,77	1,78	1,67	1,71
F	0,20	0,24	0,19	0,24	0,21	0,26	0,24	0,36	0,31
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01

Tabla.8.2.8c7. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a33f-1	a33f-3	a33f-4	a33f-6	a33f-7	a33f-8	a19c-1	a19c-3	a19c-4
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,00	0,08	0,04	0,08	0,06	0,03	0,01
SiO ₂	46,98	46,37	45,71	46,35	45,50	45,56	45,64	46,12	45,68
Al ₂ O ₃	34,52	35,23	34,57	34,44	34,75	34,70	34,91	34,84	34,18
TiO ₂	0,13	0,13	0,12	0,13	0,10	0,13	0,18	0,25	0,24
Fe ₂ O ₃	0,34	0,39	0,57	0,35	0,57	0,37	0,58	0,62	0,49
FeO	1,46	1,53	1,47	1,59	1,39	1,63	1,92	1,64	1,77
MgO	0,16	0,20	0,20	0,16	0,17	0,18	0,46	0,55	0,44
MnO	0,14	0,07	0,09	0,05	0,08	0,09	0,02	0,05	0,08
Li ₂ O	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,29	0,29	0,29
CaO	0,04	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,84	0,78	0,49	0,85	0,79	0,73	0,33	0,41	0,42
K ₂ O	9,59	9,76	10,23	9,57	10,01	10,09	10,73	10,70	10,52
Rb ₂ O	0,35	0,43	0,38	0,39	0,40	0,40	0,30	0,31	0,41
Cs ₂ O	0,09	0,09	0,00	0,05	0,04	0,04	0,03	0,01	0,12
H ₂ O(c)	3,77	4,13	3,89	4,00	3,60	3,71	4,39	4,45	4,35
F	1,58	0,86	1,22	1,04	1,82	1,61	0,32	0,22	0,29
Cl	0,02	0,00	0,09	0,01	0,11	0,01	0,00	0,04	0,00
Total	100,29	100,27	99,28	99,28	99,62	99,56	100,15	100,54	99,29
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,04	0,03	0,03	0,04	0,01	0,04	0,00	0,01	0,02
Total	100,25	100,24	99,25	99,24	99,61	99,52	100,15	100,53	99,27
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,14	3,09	3,09	3,12	3,08	3,08	3,06	3,07	3,09
AlIV	0,86	0,91	0,91	0,88	0,92	0,91	0,94	0,93	0,91
AlVI	1,85	1,86	1,85	1,85	1,85	1,85	1,82	1,81	1,81
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02
Fe ²⁺	0,08	0,09	0,08	0,09	0,08	0,09	0,11	0,09	0,10
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05	0,04
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Li	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,08	0,08
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,10	0,06	0,11	0,10	0,10	0,04	0,05	0,06
K	0,82	0,83	0,88	0,82	0,86	0,87	0,92	0,91	0,91
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,68	1,84	1,76	1,80	1,63	1,67	1,96	1,98	1,96
F	0,33	0,18	0,26	0,22	0,39	0,34	0,07	0,05	0,06
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8c8. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a19c-6	a19c-7	a19c-8	a19c-9	a39+d-1	a39+d-2	a39+d-3	a39+d-4	a39+d-5
P ₂ O ₅	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,08	0,00	0,01
SiO ₂	45,93	45,32	44,86	45,40	45,43	45,22	45,42	44,81	44,79
Al ₂ O ₃	34,47	34,30	34,31	34,96	35,19	35,65	35,04	35,05	34,61
TiO ₂	0,23	0,24	0,17	0,19	0,09	0,12	0,11	0,08	0,09
Fe ₂ O ₃	0,46	0,54	0,67	0,55	0,71	0,58	0,54	0,52	0,51
FeO	1,74	1,73	2,08	1,76	1,51	1,67	1,38	1,63	1,63
MgO	0,40	0,45	0,31	0,37	0,02	0,05	0,04	0,05	0,05
MnO	0,04	0,08	0,07	0,13	0,04	0,03	0,05	0,00	0,07
Li ₂ O	0,29	0,29	0,29	0,29	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,49	0,42	0,57	0,65	0,78	0,80	0,76	0,89	0,80
K ₂ O	10,58	10,43	10,32	10,32	9,77	9,94	9,99	9,92	9,74
Rb ₂ O	0,36	0,30	0,35	0,35	0,46	0,56	0,52	0,53	0,52
Cs ₂ O	0,01	0,00	0,17	0,07	0,11	0,15	0,00	0,00	0,11
H ₂ O(c)	4,29	4,37	4,09	4,46	3,92	3,88	4,17	3,85	4,01
F	0,47	0,22	0,78	0,11	1,17	1,31	0,61	1,24	0,85
Cl	0,00	0,00	0,05	0,00	0,16	0,09	0,12	0,09	0,08
Total	99,82	98,70	99,11	99,62	99,56	100,30	99,03	98,88	98,07
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,08	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01
Total	99,82	98,62	99,11	99,61	99,54	100,28	99,00	98,85	98,06
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,08	3,07	3,05	3,05	3,07	3,04	3,07	3,05	3,07
AlIV	0,91	0,93	0,94	0,95	0,93	0,96	0,92	0,95	0,93
AlVI	1,82	1,82	1,81	1,82	1,87	1,87	1,87	1,87	1,86
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe ²⁺	0,10	0,10	0,12	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09
Mg	0,04	0,05	0,03	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,06	0,08	0,08	0,10	0,10	0,10	0,12	0,11
K	0,91	0,90	0,90	0,89	0,84	0,85	0,86	0,86	0,85
Rb	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,92	1,98	1,86	2,00	1,77	1,74	1,88	1,75	1,83
F	0,10	0,05	0,17	0,02	0,25	0,28	0,13	0,27	0,18
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01

Tabla.8.2.8c9.Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y Fe³⁺ ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a39+d-6	a39+d-7	a37c-1	a37c-2	a37c-4	a37c-5	a37c-6	a37c-7	a37c-8
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,05	0,04	0,04	0,09	0,03	0,06	0,06
SiO ₂	44,68	45,28	45,64	45,46	45,65	45,86	45,51	45,46	45,54
Al ₂ O ₃	35,30	35,25	34,74	34,61	34,96	34,70	35,08	34,62	34,84
TiO ₂	0,09	0,11	0,10	0,11	0,11	0,08	0,11	0,09	0,09
Fe ₂ O ₃	0,68	0,46	0,63	0,73	0,72	0,68	0,64	0,54	0,58
FeO	1,46	1,57	1,73	1,63	1,74	1,47	1,76	1,76	1,71
MgO	0,04	0,04	0,14	0,17	0,16	0,17	0,17	0,15	0,17
MnO	0,06	0,05	0,05	0,04	0,11	0,00	0,09	0,08	0,08
Li ₂ O	0,20	0,20	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,83	0,87	0,55	0,60	0,61	0,51	0,59	0,53	0,54
K ₂ O	10,02	9,82	10,36	10,35	10,27	10,44	10,46	10,41	10,46
Rb ₂ O	0,55	0,51	0,41	0,40	0,37	0,39	0,46	0,46	0,46
Cs ₂ O	0,15	0,04	0,05	0,02	0,07	0,00	0,08	0,00	0,02
H ₂ O(c)	3,58	4,00	3,92	3,78	4,06	3,95	4,22	3,93	4,11
F	1,84	1,00	1,21	1,46	0,96	1,14	0,60	1,14	0,81
Cl	0,16	0,06	0,10	0,15	0,12	0,15	0,09	0,06	0,08
Total	99,71	99,31	99,95	99,82	100,23	99,92	100,16	99,56	99,81
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	99,71	99,31	99,92	99,80	100,23	99,92	100,16	99,56	99,83
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Si	3,03	3,06	3,08	3,07	3,07	3,09	3,06	3,08	3,07
AlIV	0,96	0,94	0,92	0,92	0,93	0,91	0,94	0,92	0,93
AlVI	1,86	1,87	1,84	1,83	1,84	1,84	1,84	1,84	1,84
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe ²⁺	0,08	0,09	0,10	0,09	0,10	0,08	0,10	0,10	0,10
Mg	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Li	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,11	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07
K	0,87	0,85	0,89	0,89	0,88	0,90	0,90	0,90	0,90
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,62	1,80	1,76	1,71	1,82	1,77	1,89	1,78	1,85
F	0,40	0,21	0,26	0,31	0,20	0,24	0,13	0,24	0,17
Cl	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01

Tabla.8.2.8c10. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a45b-1	a45b-2	a45b-3	a45b-4	a45b-5	a45b-6	a45b-7	a45b-8	a10e-5
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,09	0,01	0,05	0,03	0,00	0,00	0,04
SiO ₂	45,58	45,44	45,80	45,77	46,22	45,47	46,15	45,63	44,91
Al ₂ O ₃	35,05	35,06	35,10	35,35	35,28	35,04	35,68	34,55	35,68
TiO ₂	0,13	0,10	0,14	0,09	0,16	0,13	0,12	0,13	0,33
Fe ₂ O ₃	0,60	0,56	0,37	0,42	0,62	0,58	0,72	0,49	0,51
FeO	1,83	1,67	1,83	1,90	1,74	1,88	1,72	2,05	0,90
MgO	0,16	0,19	0,16	0,19	0,18	0,17	0,16	0,25	0,46
MnO	0,03	0,07	0,07	0,02	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,19
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,72	0,85	0,83	0,83	0,77	0,75	0,74	0,48	0,59
K ₂ O	10,25	9,98	10,19	10,25	9,97	10,06	10,08	10,44	10,29
Rb ₂ O	0,41	0,40	0,38	0,37	0,35	0,44	0,42	0,44	0,12
Cs ₂ O	0,05	0,07	0,04	0,00	0,12	0,06	0,08	0,07	0,08
H ₂ O(c)	3,75	3,57	4,19	4,15	4,21	4,01	3,73	3,91	4,45
F	1,59	1,94	0,68	0,78	0,71	1,03	1,76	1,21	0,07
Cl	0,10	0,08	0,01	0,01	0,10	0,07	0,13	0,03	0,05
Total	100,56	100,27	100,10	100,37	100,75	100,03	101,71	99,91	98,69
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Total	100,56	100,27	100,08	100,37	100,75	100,03	101,70	99,89	98,69
P	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,06	3,06	3,07	3,06	3,08	3,06	3,06	3,08	3,03
AlIV	0,93	0,94	0,93	0,94	0,92	0,94	0,94	0,92	0,97
AlVI	1,84	1,85	1,85	1,85	1,85	1,84	1,85	1,83	1,87
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe ³⁺	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
Fe ²⁺	0,10	0,09	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,12	0,05
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10	0,06	0,08
K	0,88	0,86	0,87	0,87	0,85	0,86	0,85	0,90	0,89
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,68	1,61	1,87	1,85	1,87	1,80	1,65	1,76	2,01
F	0,34	0,41	0,14	0,16	0,15	0,22	0,37	0,26	0,01
Cl	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01

Tabla.8.2.8c11. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a10e-6	a10e-7	a10e-9	a10e-10	a43c-1	a43c-2	a43c-4	a43c-7	a24a-1
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,00	0,00	0,03	0,10	0,03	0,00	0,08
SiO ₂	45,42	45,07	45,03	44,93	45,42	45,04	45,35	45,01	45,86
Al ₂ O ₃	35,24	35,51	35,57	35,75	35,53	35,56	36,15	35,39	34,62
TiO ₂	0,32	0,32	0,30	0,31	0,07	0,10	0,07	0,09	0,15
Fe ₂ O ₃	0,33	0,37	0,70	0,51	0,32	0,38	0,42	0,48	0,56
FeO	1,13	0,94	0,82	1,02	0,78	0,69	0,92	0,86	1,65
MgO	0,46	0,43	0,47	0,51	0,03	0,06	0,07	0,04	0,20
MnO	0,01	0,05	0,02	0,03	0,07	0,08	0,09	0,11	0,08
Li ₂ O	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,30
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,73	0,66	0,42	0,62	0,49	0,45	0,65	0,60	0,38
K ₂ O	10,29	10,19	9,70	10,30	10,40	10,35	9,97	10,41	10,59
Rb ₂ O	0,11	0,12	0,11	0,10	0,55	0,62	0,60	0,62	0,37
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,13	0,00	0,01	0,00	0,15	0,10	0,03
H ₂ O(c)	4,39	4,48	4,42	4,38	4,22	4,00	4,06	3,83	4,05
F	0,22	0,00	0,14	0,25	0,50	0,93	0,93	1,28	0,96
Cl	0,00	0,00	0,08	0,03	0,05	0,07	0,04	0,12	0,05
Total	98,93	98,41	98,10	98,93	98,67	98,63	99,70	99,14	99,93
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,01	0,01	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02
Total	98,92	98,40	98,04	98,93	98,65	98,63	99,70	99,12	99,91
P	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Si	3,06	3,04	3,05	3,03	3,07	3,06	3,05	3,06	3,08
AlIV	0,94	0,95	0,95	0,97	0,93	0,94	0,95	0,94	0,91
AlVI	1,85	1,87	1,88	1,86	1,91	1,91	1,91	1,89	1,83
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe ³⁺	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Fe ²⁺	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,05	0,09
Mg	0,05	0,04	0,05	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Li	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,09	0,06	0,08	0,06	0,06	0,08	0,08	0,05
K	0,88	0,88	0,84	0,88	0,90	0,90	0,85	0,90	0,91
Rb	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,97	2,02	2,00	1,97	1,90	1,81	1,82	1,74	1,82
F	0,05	0,00	0,03	0,05	0,11	0,20	0,20	0,27	0,20
Cl	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01

Tabla. 8.2.8c12. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a24a-2	a24a-3	a24a-4	a24a-5	a24a-6	a24a-7	a24a-8	a27a-1	a27a-2
P ₂ O ₅	0,00	0,09	0,08	0,01	0,11	0,00	0,03	0,01	0,01
SiO ₂	45,87	45,73	45,58	45,96	45,60	45,43	45,72	46,22	45,86
Al ₂ O ₃	34,73	34,92	34,35	34,97	34,88	35,30	34,73	34,17	33,87
TiO ₂	0,14	0,14	0,14	0,13	0,16	0,12	0,14	0,12	0,15
Fe ₂ O ₃	0,92	0,53	0,61	0,77	0,78	0,72	0,62	0,59	0,39
FeO	1,46	1,62	1,56	1,32	1,49	1,78	1,82	2,04	2,48
MgO	0,29	0,21	0,21	0,23	0,27	0,24	0,31	0,26	0,31
MnO	0,06	0,05	0,11	0,02	0,09	0,10	0,09	0,04	0,10
Li ₂ O	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,18	0,18
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,52	0,55	0,42	0,45	0,60	0,30	0,73	0,39	0,47
K ₂ O	10,46	10,20	10,53	10,68	10,27	10,72	10,03	10,12	10,44
Rb ₂ O	0,38	0,37	0,39	0,37	0,38	0,37	0,42	0,38	0,42
Cs ₂ O	0,00	0,09	0,06	0,06	0,04	0,00	0,13	0,06	0,08
H ₂ O(c)	3,66	3,62	3,93	3,96	3,78	3,66	3,73	4,10	3,73
F	1,81	1,88	1,14	1,18	1,56	1,85	1,66	0,82	1,56
Cl	0,20	0,02	0,08	0,16	0,13	0,06	0,04	0,09	0,00
Total	100,80	100,33	99,50	100,57	100,43	100,95	100,51	99,60	100,05
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	100,80	100,33	99,47	100,57	100,41	100,94	100,51	99,60	100,05
P	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,08	3,07	3,08	3,08	3,06	3,05	3,07	3,12	3,10
AlIV	0,92	0,92	0,91	0,92	0,93	0,95	0,93	0,88	0,90
AlVI	1,82	1,84	1,83	1,84	1,83	1,84	1,82	1,83	1,81
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02
Fe ²⁺	0,08	0,09	0,09	0,07	0,08	0,10	0,10	0,11	0,14
Mg	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Li	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,07	0,06	0,06	0,08	0,04	0,10	0,05	0,06
K	0,89	0,87	0,91	0,91	0,88	0,92	0,86	0,87	0,90
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,64	1,63	1,78	1,77	1,69	1,64	1,67	1,85	1,69
F	0,38	0,40	0,24	0,25	0,33	0,39	0,35	0,17	0,33
Cl	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00

Tabla.8.2.8c13. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a27a-3	a27a-4	a27a-5	a27a-6	a27a-7	a27a-8	a25a-6	a25a-7	a25a-8
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,10	0,00	0,07	0,01	0,03	0,04	0,04
SiO ₂	46,41	46,15	45,85	46,03	45,84	45,56	45,34	45,40	45,17
Al ₂ O ₃	34,47	35,19	34,61	34,57	34,73	33,83	34,56	34,37	34,22
TiO ₂	0,14	0,15	0,14	0,18	0,11	0,14	0,15	0,15	0,15
Fe ₂ O ₃	0,46	0,62	0,38	0,54	0,51	0,37	0,43	0,56	0,47
FeO	2,19	2,00	2,18	2,13	2,16	2,21	2,25	2,09	2,19
MgO	0,29	0,29	0,28	0,28	0,30	0,30	0,25	0,30	0,28
MnO	0,06	0,05	0,02	0,04	0,07	0,07	0,06	0,01	0,04
Li ₂ O	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
CaO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,49	0,43	0,63	0,61	0,58	0,47	0,78	0,79	0,78
K ₂ O	10,31	10,52	10,23	10,19	10,21	10,32	10,02	10,23	10,11
Rb ₂ O	0,33	0,43	0,38	0,29	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38
Cs ₂ O	0,10	0,10	0,00	0,02	0,13	0,04	0,10	0,09	0,08
H ₂ O(c)	4,03	3,83	3,99	3,97	3,89	4,00	3,50	3,98	3,79
F	1,03	1,52	1,07	1,14	1,31	0,93	2,05	1,03	1,39
Cl	0,03	0,09	0,00	0,06	0,04	0,00	0,01	0,10	0,05
Total	100,53	101,60	100,06	100,23	100,52	98,81	100,09	99,70	99,29
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02
Total	100,53	101,60	100,03	100,21	100,51	98,78	100,09	99,69	99,28
P	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,11	3,07	3,08	3,09	3,08	3,10	3,07	3,07	3,07
AlIV	0,89	0,93	0,91	0,91	0,92	0,90	0,93	0,92	0,92
AlVI	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,82	1,83	1,82	1,82
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Fe ²⁺	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,12
Mg	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,06	0,08	0,08	0,08	0,06	0,10	0,10	0,10
K	0,88	0,89	0,88	0,87	0,87	0,90	0,87	0,88	0,88
Rb	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,80	1,70	1,79	1,78	1,74	1,82	1,58	1,80	1,72
F	0,22	0,32	0,23	0,24	0,28	0,20	0,44	0,22	0,30
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01

Tabla. 8.2.8c14. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Muestras	Segunda zona intermedia							3ª zona intermedia	
	a42a-1	a42a-2	a42a-3	a42a-4	a42a-5	a42a-6	a42a-7	a48b-1	a48b-2
P ₂ O ₅	0,03	0,10	0,02	0,08	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02
SiO ₂	45,32	45,58	45,42	45,46	44,82	45,20	45,24	45,36	45,59
Al ₂ O ₃	33,73	34,03	34,02	33,93	34,35	33,84	34,12	33,63	33,87
TiO ₂	0,24	0,28	0,29	0,28	0,29	0,32	0,29	0,28	0,29
Fe ₂ O ₃	0,46	0,54	0,59	0,52	0,65	0,71	0,73	0,59	0,70
FeO	1,92	1,62	1,70	2,13	1,97	1,81	1,68	2,70	2,23
MgO	0,54	0,50	0,39	0,56	0,56	0,54	0,54	0,61	0,63
MnO	0,05	0,09	0,14	0,06	0,01	0,08	0,14	0,03	0,09
Li ₂ O	0,18	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,24	0,24
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,86	0,79	0,63	0,87	0,81	0,69	0,74	0,65	0,66
K ₂ O	9,97	10,17	10,47	9,99	10,07	10,08	10,32	10,23	10,28
Rb ₂ O	0,27	0,36	0,28	0,30	0,33	0,31	0,26	0,27	0,23
Cs ₂ O	0,19	0,03	0,02	0,05	0,00	0,03	0,03	0,06	0,03
H ₂ O(c)	3,66	3,21	3,23	3,68	3,41	2,98	3,30	3,70	3,71
F	1,63	2,66	2,59	1,70	2,23	3,11	2,48	1,66	1,66
Cl	0,05	0,07	0,09	0,01	0,05	0,10	0,12	0,00	0,07
Total	99,10	100,29	100,15	99,87	99,83	100,05	100,24	100,04	100,30
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Total	99,10	100,29	100,15	99,87	99,82	100,04	100,23	100,02	100,29
P	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,09	3,08	3,08	3,08	3,05	3,08	3,07	3,08	3,08
AlIV	0,91	0,91	0,92	0,92	0,95	0,92	0,93	0,92	0,92
AlVI	1,80	1,80	1,80	1,79	1,80	1,79	1,79	1,76	1,77
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04
Fe ²⁺	0,11	0,09	0,10	0,12	0,11	0,10	0,10	0,15	0,13
Mg	0,05	0,05	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Li	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,10	0,08	0,11	0,11	0,09	0,10	0,09	0,09
K	0,87	0,88	0,91	0,86	0,87	0,88	0,89	0,88	0,89
Rb	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,67	1,45	1,46	1,66	1,55	1,36	1,49	1,67	1,67
F	0,35	0,57	0,56	0,36	0,48	0,67	0,53	0,36	0,35
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01

Tabla.8.2.8c15. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Tercera zona intermedia									
Muestras	a48b-3	a48b-4	a48b-5	a48b-6	a48b-7	a48b-8	a48b-9	a48b-10	a48b-11
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,04	0,04	0,03	0,08	0,00	0,01	0,03
SiO ₂	45,34	45,67	45,48	45,76	45,63	45,54	45,61	45,46	45,59
Al ₂ O ₃	33,92	33,40	34,11	33,57	33,79	33,91	33,68	33,55	33,66
TiO ₂	0,30	0,28	0,29	0,29	0,22	0,27	0,27	0,26	0,25
Fe ₂ O ₃	0,75	0,56	0,72	0,57	0,70	0,65	0,55	0,60	0,57
FeO	2,47	2,60	2,34	2,72	2,28	2,18	2,68	2,73	2,57
MgO	0,56	0,61	0,55	0,58	0,55	0,54	0,52	0,56	0,53
MnO	0,02	0,12	0,07	0,07	0,14	0,06	0,01	0,05	0,05
Li ₂ O	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,69	0,68	0,76	0,60	0,63	0,77	0,63	0,69	0,67
K ₂ O	10,32	10,14	10,21	10,27	10,31	10,06	10,28	10,26	10,22
Rb ₂ O	0,38	0,28	0,33	0,33	0,37	0,35	0,31	0,33	0,33
Cs ₂ O	0,03	0,05	0,08	0,00	0,07	0,12	0,00	0,02	0,04
H ₂ O(c)	3,66	3,80	3,46	3,35	3,75	3,70	3,49	3,62	3,56
F	1,76	1,45	2,22	2,43	1,56	1,66	2,12	1,83	1,95
Cl	0,09	0,00	0,08	0,00	0,08	0,07	0,00	0,02	0,02
Total	100,53	99,88	100,97	100,82	100,35	100,21	100,38	100,23	100,29
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	100,52	99,88	100,97	100,81	100,34	100,21	100,37	100,23	100,29
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,06	3,09	3,06	3,09	3,08	3,08	3,09	3,08	3,09
AlIV	0,93	0,91	0,93	0,91	0,92	0,92	0,91	0,92	0,91
AlVI	1,77	1,76	1,77	1,76	1,77	1,78	1,77	1,76	1,77
Ti	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ³⁺	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe ²⁺	0,14	0,15	0,13	0,15	0,13	0,12	0,15	0,15	0,15
Mg	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,09	0,10	0,08	0,08	0,10	0,08	0,09	0,09
K	0,89	0,88	0,88	0,88	0,89	0,87	0,89	0,89	0,88
Rb	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,65	1,72	1,55	1,51	1,69	1,67	1,57	1,64	1,61
F	0,38	0,31	0,47	0,52	0,33	0,35	0,45	0,39	0,42
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8- 4Ba1. Análisis químico por ICP-MS de cristales de moscovita asociados a la pegmatita de tipo IV (B) del campo pegmatítico de Giraúl.

Muestras	Primera zona intermedia		Segunda zona intermedia
		B1A	B1E
P	%	0,02	0,03
Al	%	>10	>10
Fe	%	1,32	1,73
Ti	%	0,037	0,196
Mg	%	0,14	0,15
Ca	%	0,03	0,03
Na	%	0,539	0,515
K	%	7,49	7,78
S	%	<.04	<.04
Li	ppm	236,9	938,1
Rb	ppm	735,5	>2000
Cs	ppm	10,5	176,5
Sr	ppm	2	2
Ba	ppm	13	10
Sc	ppm	14,7	12,3
Cu	ppm	0,32	2,44
Zn	ppm	68,4	257,3
Sn	ppm	64,8	585,8
Zr	ppm	1,8	2,3
Hf	ppm	0,26	0,32
Nb	ppm	115,83	363,96
Ta	ppm	22,6	61,3
Ga	ppm	90,27	>100
Mo	ppm	0,61	<.05
Pb	ppm	1,75	1,68
Ni	ppm	<.1	0,4
Co	ppm	0,2	0,9
Cr	ppm	4	10
Mn	ppm	65	282
As	ppm	8,9	10,6
Ag	ppb	<20	<20
Au	ppm	<.1	<.1
Th	ppm	<.1	<.1
U	ppm	0,1	0,1
Cd	ppm	0,03	0,04
Sb	ppm	0,02	0,05
Bi	ppm	0,6	0,05
V	ppm	3	4
W	ppm	33,7	69,1
Be	ppm	15	29
Y	ppm	<.1	<.1
La	ppm	<.1	<.1
Ce	ppm	0,03	0,08
Pr	ppm	<.1	<.1
Nd	ppm	<.1	<.1
Sm	ppm	<.1	<.1
Eu	ppm	<.1	<.1
Gd	ppm	<.1	<.1
Tb	ppm	<.1	<.1
Dy	ppm	<.1	<.1
Ho	ppm	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1
Tm	ppm	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1

Tabla.8.2.8-4B-c1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV (B). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 11 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP- MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} han sido calculadas a partir de balance de cargas.

Segunda zona intermedia										
Muestras	b1e-1	b1e-2	b1e-3	b1e-4	b1e-5	b1e-6	b1e-7	b1e-8	b1e-9	b1e-10
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,10	0,05	0,13	0,06	0,00	0,08	0,01	0,08
SiO ₂	45,04	45,32	45,31	45,26	45,44	45,27	45,16	45,39	45,28	45,35
Al ₂ O ₃	35,00	35,02	34,72	35,07	35,10	35,10	34,72	35,16	34,81	35,35
TiO ₂	0,27	0,25	0,30	0,29	0,26	0,31	0,23	0,26	0,32	0,27
Fe ₂ O ₃	0,37	0,33	0,38	0,31	0,58	0,40	0,38	0,31	0,33	0,50
FeO	2,05	2,21	2,05	1,86	1,60	1,79	1,81	1,87	1,93	1,67
MgO	0,34	0,35	0,36	0,32	0,41	0,34	0,32	0,34	0,34	0,33
MnO	0,03	0,07	0,01	0,08	0,04	0,03	0,07	0,01	0,04	0,03
Li ₂ O	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,98	0,90	0,93	0,62	0,54	0,60	0,55	0,47	0,47	0,53
K ₂ O	9,87	9,91	9,75	10,34	8,85	10,40	10,53	10,41	10,35	10,35
Rb ₂ O	0,35	0,36	0,35	0,38	0,32	0,39	0,39	0,34	0,39	0,40
Cs ₂ O	0,03	0,08	0,12	0,01	0,01	0,05	0,08	0,03	0,07	0,05
H ₂ O(c)	3,89	4,32	4,28	4,10	4,12	4,14	4,22	4,04	4,04	3,98
F	1,21	0,36	0,39	0,79	0,78	0,71	0,46	0,93	0,89	1,07
Cl	0,03	0,00	0,04	0,01	0,03	0,06	0,06	0,00	0,01	0,09
Total	99,66	99,71	99,20	99,58	98,30	99,74	99,08	99,74	99,37	100,15
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	99,66	99,71	99,20	99,58	98,28	99,74	99,08	99,74	99,34	100,15
P	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,04	3,05	3,06	3,05	3,07	3,05	3,06	3,06	3,07	3,05
AlIV	0,95	0,94	0,93	0,94	0,92	0,95	0,94	0,94	0,93	0,95
AlVI	1,84	1,83	1,83	1,85	1,88	1,84	1,84	1,85	1,84	1,85
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Fe ³⁺	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
Fe ²⁺	0,12	0,12	0,12	0,11	0,09	0,10	0,10	0,11	0,11	0,09
Mg	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,12	0,12	0,08	0,07	0,08	0,07	0,06	0,06	0,07
K	0,85	0,85	0,84	0,89	0,76	0,89	0,91	0,89	0,89	0,89
Rb	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,76	1,94	1,93	1,85	1,86	1,86	1,91	1,82	1,83	1,79
F	0,26	0,08	0,08	0,17	0,17	0,15	0,10	0,20	0,19	0,23
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01

Tabla 8.2.8- 4B-b1. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de cristales de moscovitas, de las pegmatitas de tipo IV(B) asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 11 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia		Segunda zona intermedia	
Moscovita asociada a las pegmatitas de tipo IV (B)			
Muestras	B1AM	B1EM	
SiO ₂	43,97	43,75	
Al ₂ O ₃	37,34	36,93	
TiO ₂	0,06	0,27	
Fe ₂ O ₃	2,04	2,58	
MgO	0,31	0,31	
MnO	0,01	0,04	
Li ₂ O	0,05	0,22	
CaO	0,06	0,03	
Na ₂ O	0,73	0,63	
K ₂ O	9,44	9,34	
Rb ₂ O	0,42	0,41	
Cs ₂ O	0,01	0,03	
H ₂ O(c)	4,00	4,00	
F	0,10	0,39	
Cl	0,00	0,00	
Total	98,52	98,91	
O=F	0,04	0,16	
O=Cl	0,00	0,00	
Total	98,48	98,75	
Si	1,90	1,97	
Al ^{IV}	2,10	2,03	
∑T	4,00	4,00	
Al ^{VI}	0,00	0,00	
Al	1,90	2,00	
Ti	0,00	0,01	
Fe ³⁺	0,07	0,09	
Mg	0,02	0,02	
Mn	0,00	0,00	
Li	0,01	0,04	
Ca	0,00	0,00	
Na	0,06	0,06	
K	0,52	0,55	
Rb	0,01	0,01	
Cs	0,00	0,00	
H	1,99	1,94	
F	0,01	0,06	
Cl	0,00	0,00	

Tabla.8.2.3- 4B-b2. Análisis químico por fluorescencia de rayos X de elementos traza (en ppm) en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo IV(B)

	<i>moscovitas asociadas a las pegmatitas tipo IV bb</i>	
Muestras	B1AM	B1EM
As	0,04	0,00
Ba	37,36	37,63
Co	0,01	0,00
Cr	7,30	9,69
Cs	18,77	216,14
Cu	0,07	0,00
F	950,80	3910,20
Nb	196,76	513,56
Ni	0,01	0,16
Pb	6,04	37,26
Rb	1027,39	3213,15
S	813,50	614,00
Sn	81,59	523,16
Sr	13,70	27,37
V	5,12	6,75
Y	0,00	0,00
Zn	60,04	208,97
Zr	15,48	15,01
La	3,75	6,49
Ga	105,15	183,15
W	0,21	22,62
Hf	0,82	0,00
Th	0,02	0,00
Nd	7,19	6,92
Ce	0,45	0,15

Tabla.8.2.3-4C-a. Análisis químico por ICP-MS de elementos traza en cristales de moscovita de la pegmatita de tipo IV (C) del campo pegmatítico de Giraúl.

Muestras		Primera zona intermedia	Segunda zona intermedia
		kk500t-ms	kk500s-ms
P	%	0,034	0,102
Al	%	18,11	17,65
Fe	%	1,97	1,31
Ti	%	0,184	0,159
Mg	%	0,25	0,24
Ca	%	0,06	0,21
Na	%	0,541	0,333
K	%	8,6	8,36
S	%	<.04	<.04
Li	ppm	465,8	>2000
Rb	ppm	1495,6	>2000
Cs	ppm	123	431,5
Sr	ppm	2	8
Ba	ppm	13	80
Sc	ppm	8,9	38,3
Cu	ppm	9,08	4,56
Zn	ppm	100,7	542,6
Sn	ppm	80,1	410,5
Zr	ppm	3,1	2,4
Hf	ppm	0,69	0,38
Nb	ppm	330,25	335,35
Ta	ppm	56,5	84,1
Ga	ppm	>100	>100
Mo	ppm	0,1	0,09
Pb	ppm	4,83	3,03
Ni	ppm	1	1
Co	ppm	0,3	0,5
Cr	ppm	8	10
Mn	ppm	245	863
As	ppm	12,8	18
Ag	ppb	<20	23
Au	ppm	<.1	<.1
Th	ppm	<.1	0,3
U	ppm	0,4	1
Cd	ppm	0,05	0,55
Sb	ppm	0,15	0,91
Bi	ppm	2,06	2,54
V	ppm	3	7
W	ppm	39,6	77,1
Be	ppm	23	40
Y	ppm	0,2	2,6
La	ppm	0,1	0,9
Pr	ppm	<.1	0,3
Nd	ppm	0,1	1,3
Sm	ppm	<.1	0,4
Eu	ppm	<.1	<.1
Gd	ppm	<.1	0,4
Tb	ppm	<.1	0,1
Dy	ppm	<.1	0,6
Ho	ppm	<.1	0,1
Er	ppm	<.1	0,2
Tm	ppm	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	0,1
Lu	ppm	<.1	<.1

Tabla.8.2.8-4C-c1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita, de las pegmatitas de tipo IV (C) del campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 11 oxígenos. El litio ha sido analizado por ICP-MS; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas.

Primera zona intermedia					Segunda zona intermedia			
Muestras	k500t-1	k500t-2	k500t-3	k500t-4	k500S-3	k500S-4	k500S-5	k500S-6
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	47,99	46,07	46,52	46,90	46,36	46,76	46,34	46,41
Al ₂ O ₃	35,87	36,74	36,28	36,95	36,40	36,49	36,29	37,19
TiO ₂	0,03	0,06	0,00	0,06	0,02	0,04	0,05	0,05
Fe ₂ O ₃	0,28	0,45	0,28	0,19	0,52	0,57	0,57	0,60
FeO	0,21	0,34	0,27	0,39	0,03	0,05	0,11	0,02
MgO	0,09	0,13	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,12
MnO	0,09	0,04	0,08	0,11	0,05	0,06	0,04	0,05
Li ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,27	0,27	0,27	0,27
CaO	0,09	0,02	0,07	0,14	0,09	0,10	0,14	0,27
Na ₂ O	0,42	0,68	0,48	0,51	0,45	0,51	0,29	0,51
K ₂ O	8,17	8,38	9,08	9,72	8,95	8,20	8,73	8,26
Rb ₂ O	0,55	0,43	0,61	0,48	0,53	0,74	0,76	0,65
Cs ₂ O	0,28	0,37	0,20	0,28	0,28	0,41	0,24	0,23
H ₂ O(c)	4,14	4,29	4,30	4,18	4,16	4,08	4,52	4,44
F	0,86	0,47	0,43	0,80	0,80	1,03	0,04	0,33
Cl	0,04	0,06	0,06	0,04	0,03	0,02	0,03	0,01
Total	99,16	98,58	98,80	100,89	99,05	99,43	98,51	99,42
O=F	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,02	98,45	98,66	100,76	98,91	99,29	98,38	99,28
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	3,18	3,08	3,11	3,09	3,09	3,10	3,10	3,07
AlIV	0,82	0,92	0,89	0,91	0,91	0,90	0,90	0,93
AlVI	1,97	1,97	1,97	1,95	1,95	1,96	1,95	1,96
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe2+	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,07	0,07	0,07
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Na	0,05	0,09	0,06	0,07	0,06	0,07	0,04	0,07
K	0,69	0,71	0,77	0,82	0,76	0,69	0,74	0,70
Rb	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
Cs	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
H	1,83	1,92	1,92	1,84	1,85	1,81	2,02	1,96
F	0,18	0,10	0,09	0,17	0,17	0,22	0,01	0,07
Cl	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.9.2.9a1. Análisis químico por ICP-MS de elementos traza en cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo V del campo pegmatítico de Girauíl.

Muestras		Primera zona intermedia		Tercera zona intermedia	
		47ms	k40-ms	k100g-ms	k100 MS
P	%	0,016	0,027	0,023	0,27
Al	%	18,21	17,83	17,76	10,66
Fe	%	1,23	0,78	0,84	0,11
Ti	%	0,135	0,044	0,028	0,00
Mg	%	0,2	0,08	0,06	<.02
Ca	%	0,05	0,06	0,07	0,14
Na	%	0,513	0,357	0,388	2,02
K	%	8,08	7,97	7,72	>10
S	%	<.04	<.04	<.04	<.04
Li	ppm	2414,3	3345,1	4339,8	12,90
Rb	ppm	>2000	>2000	>2000	807,90
Cs	ppm	238,5	1281,4	>2000	19,30
Sr	ppm	4	4	3	22
Ba	ppm	30	17	6	36
Sc	ppm	10,8	0,5	0,4	<.1
Cu	ppm	1,02	0,51	0,62	2,21
Zn	ppm	446,3	452,6	751,7	0,8
Sn	ppm	491,9	615,3	533,8	1,6
Zr	ppm	1	0,6	0,4	0,4
Hf	ppm	0,25	0,22	0,15	0,03
Nb	ppm	196,28	220,35	297,05	0,09
Ta	ppm	55,1	81,1	101,7	0,2
Ga	ppm	>100	>100	>100	12,89
Mo	ppm	0,14	<.05	<.05	0,5
Pb	ppm	3,12	3,35	2,1	27,04
Ni	ppm	2,1	0,6	0,6	2,5
Co	ppm	1,5	0,6	0,7	0,3
Cr	ppm	19	8	8	13
Mn	ppm	247	334	544	11
As	ppm	14,8	11	13	<.2
Ag	ppb	<20	<20	<20	27
Ag	ppb	<20	<20	<20	<.1
Th	ppm	<.1	<.1	<.1	0,2
U	ppm	0,1	<.1	1,2	0,1
Cd	ppm	<.02	<.02	0,05	<.02
Sb	ppm	0,18	0,35	2,02	0,06
Bi	ppm	<.04	<.04	0,05	0,38
V	ppm	12	<.1	<.1	1
W	ppm	43	22,3	24,1	0,6
Be	ppm	32	40	34	4
Y	ppm	<.1	<.1	<.1	0,4
La	ppm	<.1	<.1	<.1	0,9
Ce	ppm	0,04	<.02	0,02	1,16
Pr	ppm	<.1	<.1	<.1	0,1
Nd	ppm	<.1	<.1	<.1	0,5
Sm	ppm	<.1	<.1	<.1	0,1
Eu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Gd	ppm	<.1	<.1	<.1	0,1
Tb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Dy	ppm	<.1	<.1	<.1	0,1
Ho	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Er	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Tm	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Yb	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1
Lu	ppm	<.1	<.1	<.1	<.1

Tabla 9.2.9c4. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de moscovita de las pegmatitas de tipo V de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por estequiometría; el agua ha sido calculada por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} ha sido calculada a partir de balance de cargas.

Muestra	100b-8	100b-9	100b-10	100b-11
SiO ₂	47,52	45,15	44,63	44,98
Al ₂ O ₃	30,92	35,77	35,68	36,00
TiO ₂	0,02	0,00	0,04	0,04
Fe ₂ O ₃	1,46	0,96	1,60	0,83
MgO	0,06	0,07	0,06	0,06
MnO	0,32	0,10	0,06	0,01
Li ₂ O	3,44	0,30	0,30	0,37
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,22	0,32	0,49	0,32
K ₂ O	9,26	9,33	9,04	9,21
Rb ₂ O	1,26	1,02	1,14	1,20
Cs ₂ O	0,65	0,35	0,11	0,20
H ₂ O(c)	2,53	4,08	4,07	4,03
F	5,13	0,82	0,82	0,95
Cl	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	102,79	98,27	98,06	98,20
O=F	2,16	0,35	0,35	0,40
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,63	97,92	97,71	97,80
Si	2,87	2,81	2,78	2,80
AlIV	1,13	1,19	1,22	1,20
AlVI	1,08	1,43	1,40	1,43
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,07	0,04	0,07	0,04
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,02	0,01	0,00	0,00
Li	0,84	0,08	0,08	0,09
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,04	0,06	0,04
K	0,71	0,74	0,72	0,73
Rb	0,05	0,04	0,05	0,05
Cs	0,02	0,01	0,00	0,01
H	1,02	1,69	1,69	1,67
F	0,98	0,16	0,16	0,19
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla .9.2.18. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de nanpingita, de las pegmatitas de tipo V asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por estequiometría; el agua han sido calculados por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas.

Tercera zona intermedia					
Muestra	K100L-2-6	K100L-2-7	K100L-2-10	K100L-4-11	K100L-4-12
SiO ₂	43,17	48,66	43,79	43,83	47,53
Al ₂ O ₃	17,52	16,06	16,54	15,54	22,67
TiO ₂	0,36	0,18	0,29	0,12	0,89
Fe ₂ O ₃	5,52	3,52	5,08	5,40	6,01
MgO	0,02	0,06	0,03	0,03	0,06
MnO	1,11	0,50	0,72	0,90	1,13
Li ₂ O	2,69	1,95	2,51	2,18	3,87
CaO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,04	0,01	0,01	0,02	0,06
K ₂ O	0,78	1,97	1,07	1,02	7,99
Rb ₂ O	0,68	0,77	0,78	0,70	1,35
Cs ₂ O	20,11	19,65	20,71	19,65	1,23
H ₂ O(c)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	10,54	11,41	12,81	11,10	12,26
Cl	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
Total	102,57	104,78	104,34	100,50	105,06
O=F	4,44	4,80	5,39	4,67	5,16
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,13	99,97	98,95	95,82	99,89
Si	3,50	3,82	3,59	3,66	3,31
AlIV	0,50	0,18	0,41	0,34	0,69
AlVI	1,18	1,31	1,19	1,19	1,17
Ti	0,02	0,01	0,02	0,01	0,05
Fe	0,34	0,21	0,31	0,34	0,31
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Mn	0,08	0,03	0,05	0,06	0,07
Li	0,88	0,61	0,83	0,73	1,08
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,08	0,20	0,11	0,11	0,71
Rb	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06
Cs	0,70	0,66	0,72	0,70	0,04
H	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	2,71	2,83	3,32	2,93	2,70
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla .9.2.18. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de nanpingita, de las pegmatitas de tipo V asociados al campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12 oxígenos. El litio ha sido analizado por estequiometría; el agua han sido calculados por estequiometría; la proporción de Fe^{2+} y Fe^{3+} han sido calculadas a partir de balance de cargas.

Tercera zona intermedia					
Muestra	K100L-2-6	K100L-2-7	K100L-2-10	K100L-4-11	K100L-4-12
SiO ₂	43,17	48,66	43,79	43,83	47,53
Al ₂ O ₃	17,52	16,06	16,54	15,54	22,67
TiO ₂	0,36	0,18	0,29	0,12	0,89
Fe ₂ O ₃	5,52	3,52	5,08	5,40	6,01
MgO	0,02	0,06	0,03	0,03	0,06
MnO	1,11	0,50	0,72	0,90	1,13
Li ₂ O	2,69	1,95	2,51	2,18	3,87
CaO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,04	0,01	0,01	0,02	0,06
K ₂ O	0,78	1,97	1,07	1,02	7,99
Rb ₂ O	0,68	0,77	0,78	0,70	1,35
Cs ₂ O	20,11	19,65	20,71	19,65	1,23
H ₂ O(c)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	10,54	11,41	12,81	11,10	12,26
Cl	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
Total	102,57	104,78	104,34	100,50	105,06
O=F	4,44	4,80	5,39	4,67	5,16
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,13	99,97	98,95	95,82	99,89
Si	3,50	3,82	3,59	3,66	3,31
AlIV	0,50	0,18	0,41	0,34	0,69
AlVI	1,18	1,31	1,19	1,19	1,17
Ti	0,02	0,01	0,02	0,01	0,05
Fe	0,34	0,21	0,31	0,34	0,31
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Mn	0,08	0,03	0,05	0,06	0,07
Li	0,88	0,61	0,83	0,73	1,08
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,08	0,20	0,11	0,11	0,71
Rb	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06
Cs	0,70	0,66	0,72	0,70	0,04
H	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	2,71	2,83	3,32	2,93	2,70
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla 8.2.8-3. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de holmquistita en el encajante anfibolítico de las pegmatitas de tipo IV. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 13 cationes (excluidos Ca,Na,K). El agua y el Li han sido calculados por estequiometría; la proporción de Fe²⁺ y de Fe³⁺ han sido calculadas a partir de balance de cargas. Al (IV) representa la proporción de aluminio en la posición tetraédrica; Al(VI), la de aluminio en coordinación octaédrica.

Zona de borde de pegmatitas de tipo IV																
Muestras	a2.51		a2.52		a2.53		a2.56		a2.58		a2.59		a2.2		a2.5	
SiO ₂	60,55		56,50		56,72		60,25		60,33		60,58		60,58		60,33	
Al ₂ O ₃	12,68		12,59		12,60		12,85		12,54		12,45		12,45		12,54	
TiO ₂	0,05		0,03		0,02		0,03		0,03		0,02		0,02		0,03	
MgO	8,51		8,59		8,32		8,50		8,52		8,49		8,49		8,52	
MnO	0,15		0,19		0,16		0,20		0,11		0,16		0,16		0,11	
Fe ₂ O ₃	0,63		2,94		2,94		0,69		0,34		0,31		0,31		0,34	
FeO	12,48		12,44		13,15		12,47		12,29		12,35		12,35		12,29	
Li ₂ O	3,75		3,72		3,70		3,69		3,65		3,66		3,66		3,65	
CaO	0,02		0,02		0,04		0,04		0,06		0,05		0,05		0,06	
Na ₂ O	-		0,16		0,18		0,17		0,11		0,10		0,10		0,11	
K ₂ O	0,00		0,01		0,08		0,00		0,03		0,01		0,01		0,03	
H ₂ O	2,23		2,15		2,19		1,95		2,26		2,12		2,12		2,26	
F	0,10		0,07		0,00		0,68		0,00		0,31		0,31		0,00	
Total	101,21		99,41		100,11		101,52		100,28		100,61		100,61		100,28	
F=O	0,04		0,03		0,00		0,29		0,00		0,13		0,13		0,00	
TOTAL	101,17		99,38		100,11		101,23		100,28		100,48		100,48		100,28	
Si	7,97		7,75		7,75		7,94		7,99		8,00		8,00		7,99	
Al(IV)	0,03	8,00	0,25	8,00	0,25	8,00	0,06	8,00	0,01	8,00	0,00	8,00	0,00	8,00	0,01	8,00
Ti	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
Al(VI)	1,94		1,79		1,78		1,93		1,94		1,94		1,94		1,94	
Mg	1,67		1,76		1,70		1,67		1,68		1,67		1,67		1,68	
Mn	0,02		0,02		0,02		0,02		0,01		0,02		0,02		0,01	
Fe ³⁺	0,06		0,30		0,30		0,07		0,03		0,03		0,03		0,03	
Fe ²⁺	1,31	5,00	1,12	5,00	1,20	5,00	1,31	5,00	1,33	5,00	1,33	5,00	1,33	5,00	1,33	5,00
Li	1,98	2,00	2,05	2,10	2,03	2,09	1,95	2,00	1,94	1,98	1,94	1,98	1,94	1,98	1,94	1,98
Ca	0,00		0,00		0,01		0,01		0,01		0,01		0,01		0,01	
Na	0,02		0,04		0,05		0,04		0,03		0,03		0,03		0,03	
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
H	1,96	2,00	1,97	2,00	2,00	2,00	1,72	2,00	2,00	2,00	1,87	2,00	1,87	2,00	2,00	2,00
F	0,04		0,03		0,00		0,28		0,00		0,13		0,13		0,00	

Tabla 6.2.6-4g-a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo II del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Primera zona intermedia														
Borde marrón						Núcleo azul								
Muestras	dc- bvm-7	dc- bvm-8	dc- bvm-10	dc- bvm-11	dc- bvm-15	dc-azp-1	dc-azp-2	dc-azp-3	dc-azp-4	dc-azp-5	dc-azp-6	dc-azp-7	dc-azp-8	dc-azp-9
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	36,30	35,92	36,13	36,26	35,49	35,91	35,75	35,92	35,82	35,61	36,84	35,60	35,55	35,92
TiO ₂	0,19	0,32	0,19	0,20	0,40	0,41	0,45	0,50	0,50	0,45	0,52	0,65	0,70	0,25
Al ₂ O ₃	34,04	31,99	34,10	34,30	35,17	33,65	33,79	33,69	34,03	34,10	33,05	33,90	33,78	31,17
MgO	3,56	4,22	3,93	3,54	4,55	4,03	3,99	3,99	3,94	3,68	4,02	2,92	2,95	3,17
CaO	0,08	0,54	0,11	0,07	0,22	0,13	0,15	0,16	0,14	0,17	0,21	0,15	0,15	0,47
MnO	0,12	0,13	0,12	0,14	0,05	0,10	0,09	0,05	0,04	0,07	0,10	0,07	0,10	0,11
FeOtotal	9,71	10,66	9,31	9,58	9,62	9,35	9,49	9,39	9,46	9,48	9,73	10,94	10,62	12,97
Na ₂ O	1,73	2,18	2,00	1,83	2,15	2,15	2,01	2,06	2,23	2,09	2,11	1,93	1,90	1,98
K ₂ O	0,05	0,02	0,03	0,01	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,03	0,05	0,03	0,05	0,00
F	0,17	0,45	0,00	0,06	0,63	0,00	0,06	0,75	0,52	0,23	0,00	0,00	0,51	0,06
Li ₂ O	0,27	0,27	0,29	0,29	0,11	0,31	0,27	0,32	0,33	0,33	0,40	0,30	0,33	0,18
H ₂ O	3,62	3,57	3,61	3,62	3,51	3,59	3,57	3,55	3,55	3,54	3,68	3,55	3,53	3,58
B ₂ O ₃	10,20	10,11	10,16	10,19	10,01	10,11	10,07	10,11	10,09	10,04	10,33	10,04	10,03	10,11
TOTAL	100,04	100,38	100,00	100,09	101,96	99,78	99,74	100,55	100,70	99,83	101,11	100,08	100,19	99,98
F=O	0,07	0,19	0,00	0,03	0,27	0,00	0,03	0,32	0,22	0,10	0,00	0,00	0,21	0,03
TOTAL	99,97	100,19	100,00	100,07	101,70	99,78	99,71	100,24	100,49	99,73	101,11	100,08	99,98	99,96
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,96	5,95	5,93	5,95	5,72	5,92	5,89	5,87	5,85	5,86	6,00	5,88	5,86	6,03
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,59	0,24	0,60	0,63	0,68	0,53	0,56	0,49	0,55	0,62	0,35	0,60	0,57	0,17
Ti	0,02	0,04	0,02	0,02	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,09	0,03
Mg	0,87	1,04	0,96	0,87	1,09	0,99	0,98	0,97	0,96	0,90	0,98	0,72	0,73	0,79
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe ²⁺	1,33	1,48	1,28	1,31	1,30	1,29	1,31	1,28	1,29	1,31	1,33	1,51	1,46	1,82
Li	0,18	0,18	0,19	0,19	0,07	0,21	0,18	0,21	0,22	0,22	0,26	0,20	0,22	0,12
X=0-1 Ca	0,01	0,10	0,02	0,01	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,08
Na	0,55	0,70	0,64	0,58	0,67	0,69	0,64	0,65	0,71	0,67	0,67	0,62	0,61	0,64
K	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
□	0,42	0,20	0,34	0,40	0,28	0,28	0,32	0,31	0,26	0,30	0,29	0,35	0,36	0,27
B	3,00	2,99	3,00	3,00	2,98	3,00	3,00	2,98	2,99	2,99	3,00	3,00	2,99	3,00
OH	3,91	3,76	4,00	3,97	3,68	4,00	3,97	3,61	3,73	3,88	4,00	4,00	3,73	3,97
F	0,09	0,24	0,00	0,03	0,32	0,00	0,03	0,39	0,27	0,12	0,00	0,00	0,27	0,03

Tabla 6.2.6-4DD-b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (D) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría

Primera zona intermedia										
Núcleo azul						Borde marrón				
Muestras	dc-azp-10	dc-azp-11	dc-azp-12	dc-azp-13	dc-azp-14	dc-vm 2 -1	dc-vm 2 -2	dc-vm 2 -3	dc-vm 2 -4	dc-vm 2 -5
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,08	0,04
SiO ₂	35,47	35,82	35,79	34,62	35,86	35,62	35,58	36,10	35,63	35,92
TiO ₂	0,68	0,66	0,66	0,63	0,59	0,63	0,68	0,66	0,65	0,69
Al ₂ O ₃	33,34	33,44	33,53	32,39	33,53	33,58	33,91	34,18	33,92	33,79
MgO	3,22	3,13	3,09	3,09	3,35	3,12	3,08	2,89	3,05	3,04
CaO	0,17	0,12	0,15	0,18	0,13	0,17	0,15	0,13	0,15	0,12
MnO	0,09	0,18	0,13	0,12	0,08	0,08	0,11	0,16	0,08	0,08
FeOtotal	10,93	10,76	10,80	10,51	10,55	10,25	10,47	10,86	10,45	10,54
Na ₂ O	2,05	2,07	2,05	1,99	2,13	1,97	2,09	2,03	1,95	1,84
K ₂ O	0,05	0,00	0,03	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03
F	0,79	0,00	0,11	0,17	0,51	0,11	0,00	0,51	0,46	0,57
Li ₂ O	0,28	0,32	0,33	0,30	0,33	0,36	0,36	0,35	0,35	0,33
H ₂ O	3,50	3,58	3,57	3,45	3,56	3,55	3,55	3,58	3,54	3,56
B ₂ O ₃	10,01	10,09	10,08	9,81	10,10	10,04	10,03	10,16	10,05	10,11
TOTAL	100,60	100,16	100,32	97,31	100,78	99,53	100,07	101,65	100,37	100,67
F=O	0,33	0,00	0,05	0,07	0,21	0,05	0,00	0,21	0,19	0,24
TOTAL	100,26	100,16	100,27	97,24	100,57	99,48	100,07	101,43	100,17	100,43
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,84	5,92	5,90	5,89	5,88	5,90	5,87	5,87	5,86	5,89
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,47	0,51	0,52	0,50	0,48	0,56	0,59	0,55	0,57	0,53
Ti	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09
Mg	0,79	0,77	0,76	0,78	0,82	0,77	0,76	0,70	0,75	0,74
Mn	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,51	1,49	1,49	1,50	1,45	1,42	1,44	1,48	1,44	1,45
Li	0,19	0,21	0,22	0,21	0,22	0,24	0,24	0,23	0,23	0,22
X=0-1 Ca	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02
Na	0,65	0,66	0,66	0,66	0,68	0,63	0,67	0,64	0,62	0,58
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
□	0,30	0,32	0,31	0,30	0,29	0,33	0,30	0,33	0,35	0,39
B	2,98	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00	2,99	2,99	2,99
OH	3,59	4,00	3,94	3,91	3,74	3,94	4,00	3,74	3,76	3,70
F	0,41	0,00	0,06	0,09	0,26	0,06	0,00	0,26	0,24	0,30

Tabla.7.2.7-4a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina chorlo asociados a las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Primera zona intermedia													
Borde verde													
Muestras	palac-3	palac-4	palac-5	palac-6	palac-7	palac-8	palac-9	palac-10	palac-11	palac-12	palac-13	palac-14	palac-15
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	36,34	35,63	35,73	36,35	36,39	38,17	36,43	35,66	35,45	36,27	36,15	36,49	36,50
TiO ₂	0,58	0,56	0,57	0,23	0,25	0,22	0,28	0,50	0,45	0,10	0,09	0,12	0,11
Al ₂ O ₃	34,63	34,98	35,00	35,50	35,06	33,89	35,01	34,60	34,03	34,47	34,69	34,55	34,49
MgO	3,30	3,27	3,17	3,31	3,37	3,16	3,25	3,43	3,82	3,60	3,51	3,63	3,54
CaO	0,20	0,21	0,20	0,14	0,14	0,13	0,12	0,17	0,22	0,12	0,11	0,13	0,09
MnO	0,09	0,08	0,07	0,05	0,10	0,04	0,09	0,09	0,08	0,29	0,27	0,24	0,30
FeOtotal	10,52	10,57	10,36	10,40	10,00	9,70	10,37	10,49	9,84	10,09	10,29	10,19	10,27
Na ₂ O	2,01	2,01	2,01	1,78	1,89	1,74	1,82	1,95	1,98	1,67	1,77	1,92	1,71
K ₂ O	0,05	0,04	0,06	0,04	0,03	0,03	0,06	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03
F	0,32	0,35	0,10	0,06	0,16	0,03	0,16	0,22	0,00	0,00	0,03	0,76	0,13
Li ₂ O	0,33	0,26	0,32	0,23	0,30	0,53	0,28	0,23	0,24	0,17	0,17	0,23	0,18
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	102,04	101,63	101,26	101,76	101,36	101,31	101,54	101,06	99,82	100,48	100,79	101,97	101,02
F=O	0,13	0,15	0,04	0,03	0,07	0,01	0,07	0,09	0,00	0,00	0,01	0,32	0,05
TOTAL	101,90	101,48	101,21	101,74	101,29	101,30	101,47	100,96	99,82	100,48	100,78	101,65	100,97
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,86	5,79	5,81	5,86	5,89	6,14	5,89	5,82	5,85	5,93	5,90	5,89	5,94
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,59	0,69	0,71	0,75	0,69	0,42	0,68	0,66	0,62	0,65	0,68	0,57	0,62
Ti	0,07	0,07	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,79	0,79	0,77	0,80	0,81	0,76	0,78	0,83	0,94	0,88	0,85	0,87	0,86
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,03	0,04
Fe ²⁺	1,42	1,44	1,41	1,40	1,35	1,30	1,40	1,43	1,36	1,38	1,40	1,38	1,40
Li	0,21	0,17	0,21	0,15	0,20	0,35	0,18	0,15	0,16	0,11	0,11	0,15	0,12
X=0-1 Ca	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	0,63	0,63	0,63	0,56	0,59	0,54	0,57	0,62	0,63	0,53	0,56	0,60	0,54
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,33	0,32	0,32	0,41	0,38	0,43	0,40	0,34	0,32	0,44	0,41	0,37	0,44
B	2,99	2,99	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00	3,00	2,98	3,00
OH	3,84	3,82	3,95	3,97	3,92	3,98	3,92	3,89	4,00	4,00	3,98	3,61	3,93
F	0,16	0,18	0,05	0,03	0,08	0,02	0,08	0,11	0,00	0,00	0,02	0,39	0,07

Tabla.7.2.7-4b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina chorlo asociados a las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Turmalina primera zona intermedia										Turmalina segunda zona intermedia			
B.verde			Borde verde							Núcleo azul			
Muestras	palac-16	palac-17	palac-19	I4+a-17	I4+a-18	I4+a-19	I4+a-20	I4+a-21	I4+a-22	pa4-1	pa4-2	pa4-3	pa4-4
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	35,85	34,70	36,80	35,66	35,45	36,27	36,15	36,49	36,50	37,43	37,40	37,25	37,67
TiO ₂	0,30	0,36	0,33	0,50	0,45	0,10	0,09	0,12	0,11	0,22	0,15	0,26	0,21
Al ₂ O ₃	33,74	34,49	34,91	34,60	34,03	34,47	34,69	34,55	34,49	33,43	33,50	33,18	34,07
MgO	3,64	3,60	3,53	3,43	3,82	3,60	3,51	3,63	3,54	4,11	4,17	3,85	4,06
CaO	0,19	0,19	0,18	0,17	0,22	0,12	0,11	0,13	0,09	0,15	0,15	0,16	0,15
MnO	0,29	0,25	0,33	0,09	0,08	0,29	0,27	0,24	0,30	0,10	0,07	0,09	0,08
FeOtotal	10,91	9,39	9,71	10,49	9,84	10,09	10,29	10,19	10,27	8,59	8,76	8,60	9,17
Na ₂ O	2,11	1,89	1,90	1,95	1,98	1,67	1,77	1,92	1,71	2,00	1,96	2,05	2,10
K ₂ O	0,05	0,06	0,02	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
F	0,06	0,19	0,29	0,43	0,00	0,52	0,42	0,10	0,07	0,25	0,07	0,18	0,05
Li ₂ O	0,18	0,21	0,33	0,23	0,24	0,17	0,17	0,23	0,18	0,47	0,43	0,54	0,44
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	100,99	99,00	102,00	101,27	99,82	101,00	101,18	101,31	100,96	100,44	100,35	99,86	101,69
F=O	0,03	0,08	0,12	0,18	0,00	0,22	0,18	0,04	0,03	0,11	0,03	0,08	0,02
TOTAL	100,97	98,92	101,88	101,09	99,82	100,78	101,00	101,27	100,93	100,34	100,32	99,78	101,67
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,88	5,78	5,91	5,81	5,85	5,91	5,88	5,92	5,94	6,07	6,07	6,08	6,04
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,52	0,77	0,61	0,65	0,62	0,62	0,65	0,61	0,62	0,39	0,41	0,39	0,44
Ti	0,04	0,05	0,04	0,06	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03
Mg	0,89	0,89	0,85	0,83	0,94	0,87	0,85	0,88	0,86	0,99	1,01	0,94	0,97
Mn	0,04	0,04	0,04	0,01	0,01	0,04	0,04	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,50	1,31	1,30	1,43	1,36	1,37	1,40	1,38	1,40	1,17	1,19	1,17	1,23
Li	0,12	0,14	0,21	0,15	0,16	0,11	0,11	0,15	0,12	0,31	0,28	0,35	0,28
X=0-1 Ca	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,67	0,61	0,59	0,62	0,63	0,53	0,56	0,60	0,54	0,63	0,62	0,65	0,65
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
□	0,28	0,34	0,37	0,34	0,32	0,45	0,41	0,37	0,44	0,34	0,35	0,32	0,32
B	3,00	3,00	2,99	2,99	3,00	2,99	2,99	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00	3,00
OH	3,97	3,90	3,85	3,78	4,00	3,73	3,78	3,95	3,96	3,87	3,96	3,91	3,97
F	0,03	0,10	0,15	0,22	0,00	0,27	0,22	0,05	0,04	0,13	0,04	0,09	0,03

Tabla.7.2.7-4c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina chorlo asociados a las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Turmalina segunda zona intermedia							Turmalina tercera zona intermedia					
Borde verde							Borde verde					
Muestras	pa4-5	pa4-7	pa4-8	pa4-9	pa4-10	pa4-11	pa8a2-1	pa8a2-2	pa8a2-4	pa8a2-5	pa8a2-6	pa8a2-7
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	37,38	36,76	36,96	36,65	37,09	37,26	37,26	37,47	37,06	37,26	36,98	37,78
TiO ₂	0,06	0,26	0,36	0,46	0,38	0,15	0,15	0,62	0,34	0,52	0,50	0,45
Al ₂ O ₃	33,89	33,36	34,45	32,62	33,62	33,19	33,19	34,31	34,97	33,93	34,19	34,67
MgO	3,66	3,51	3,92	3,90	4,05	4,06	4,06	4,24	3,04	3,50	3,05	4,99
CaO	0,09	0,15	0,15	0,21	0,16	0,20	0,07	0,27	0,21	0,39	0,29	0,23
MnO	0,07	0,13	0,08	0,08	0,07	0,07	0,20	0,09	0,06	0,16	0,08	0,05
FeOtotal	10,60	11,10	9,09	9,12	9,19	9,12	9,12	8,41	7,42	8,97	8,33	6,82
Na ₂ O	2,00	2,05	1,93	1,83	1,99	2,05	2,05	1,93	1,96	2,22	1,93	2,12
K ₂ O	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03
F	0,01	0,59	0,34	0,28	0,21	0,37	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O	0,29	0,27	0,38	0,42	0,40	0,44	0,40	0,48	0,77	0,64	0,70	0,55
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	101,75	101,89	101,36	99,28	100,87	100,64	100,60	101,54	99,53	101,30	99,75	101,36
F=O	0,00	0,25	0,14	0,12	0,09	0,16	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	101,75	101,64	101,22	99,16	100,78	100,49	100,44	101,54	99,53	101,30	99,75	101,36
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	6,03	5,97	5,95	6,05	6,01	6,06	6,06	6,00	6,02	6,00	6,03	6,00
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,45	0,38	0,54	0,35	0,42	0,36	0,36	0,47	0,69	0,44	0,57	0,50
Ti	0,01	0,03	0,04	0,06	0,05	0,02	0,02	0,07	0,04	0,06	0,06	0,05
Mg	0,88	0,85	0,94	0,96	0,98	0,98	0,98	1,01	0,74	0,84	0,74	1,18
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,43	1,51	1,22	1,26	1,25	1,24	1,24	1,13	1,01	1,21	1,14	0,91
Li	0,19	0,17	0,25	0,28	0,26	0,29	0,26	0,31	0,50	0,42	0,46	0,35
X=0-1 Ca	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04
Na	0,63	0,65	0,60	0,59	0,63	0,65	0,65	0,60	0,62	0,69	0,61	0,65
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,35	0,32	0,37	0,37	0,34	0,31	0,33	0,34	0,34	0,23	0,33	0,30
B	3,00	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
OH	3,99	3,70	3,83	3,85	3,89	3,81	3,81	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
F	0,01	0,30	0,17	0,15	0,11	0,19	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.7.2.7-4e. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina chorro de las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Tercera zona intermedia										
Muestras	pa8-4 b verd-1	pa8-4 b verd-2	pa8-4 b verd-3	pa8-4 b verd-4	pa8-4 b verd-5	pa8-4 b verd-6	pa8-4 b verd-7	pa8-4 b verd-8	pa8-4 b verd-9	pa8-4 b verd-10
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.00	0.01	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO ₂	34.90	35.04	34.93	35.17	34.49	34.92	35.42	35.01	34.96	34.89
TiO ₂	0.65	0.69	0.67	0.57	1.09	1.12	0.81	1.12	1.08	0.78
Al ₂ O ₃	33.71	33.89	33.96	33.76	33.81	33.70	33.79	33.45	33.70	33.63
MgO	1.74	1.75	1.78	1.49	1.74	1.69	1.71	1.84	1.67	1.53
CaO	0.09	0.12	0.09	0.08	0.18	0.19	0.13	0.17	0.13	0.08
MnO	0.24	0.21	0.30	0.30	0.38	0.36	0.32	0.22	0.37	0.27
FeOtotal	12.49	12.68	12.74	12.66	12.45	12.12	12.78	12.63	12.72	12.95
Na ₂ O	2.13	2.17	2.03	2.09	2.00	1.99	2.13	1.94	1.98	2.09
K ₂ O	0.05	0.01	0.05	0.05	0.03	0.04	0.06	0.01	0.05	0.04
F	0.95	1.22	0.67	0.45	0.00	0.62	0.39	0.95	0.39	0.50
Li ₂ O	0.34	0.33	0.26	0.36	0.31	0.39	0.35	0.31	0.31	0.31
H ₂ O	3.44	3.44	3.46	3.49	3.44	3.46	3.52	3.45	3.47	3.46
B ₂ O ₃	9.88	9.91	9.88	9.94	9.78	9.88	10.00	9.90	9.89	9.87
TOTAL	100.67	101.51	100.81	100.42	99.78	100.50	101.40	101.00	100.72	100.40
F=O	0.40	0.51	0.28	0.19	0.00	0.26	0.16	0.40	0.16	0.21
TOTAL	100.27	101.00	100.53	100.23	99.78	100.24	101.24	100.60	100.55	100.19
T=4 P(apfu)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	5.78	5.76	5.79	5.85	5.76	5.79	5.83	5.79	5.80	5.81
Al(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Z=6 Al(VI)	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y=3 Al(VI)	0.59	0.57	0.63	0.61	0.66	0.58	0.56	0.52	0.59	0.60
Ti	0.08	0.09	0.08	0.07	0.14	0.14	0.10	0.14	0.13	0.10
Mg	0.43	0.43	0.44	0.37	0.43	0.42	0.42	0.45	0.41	0.38
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04
Fe ²⁺	1.73	1.74	1.76	1.76	1.74	1.68	1.76	1.75	1.76	1.80
Li	0.22	0.22	0.17	0.24	0.21	0.26	0.23	0.21	0.20	0.21
X=0-1 Ca	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01
Na	0.68	0.69	0.65	0.67	0.65	0.64	0.68	0.62	0.64	0.67
K	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
□	0.29	0.28	0.32	0.30	0.31	0.32	0.28	0.35	0.33	0.30
B	2.98	2.97	2.98	2.99	3.00	2.98	2.99	2.98	2.99	2.99
OH	3.50	3.37	3.65	3.76	4.00	3.68	3.80	3.50	3.80	3.74
F	0.50	0.63	0.35	0.24	0.00	0.32	0.20	0.50	0.20	0.26

Tabla 7.2.7-4f. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina choro de las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Tercera zona intermedia										
Muestras	pa8-4 b verd-11	pa8-4 b verd-12	pa8-4b verd-13	pa8-4b verd-14	pa8-4b verd-15	pa8-4b verd-16	pa8-4b verd-17	pa8-4b verd-19	pa8-4c.az-20	pa8-4 c.az-21
P ₂ O ₅	0.00	0.01	0.03	0.05	0.01	0.01	0.00	0.05	0.03	0.00
SiO ₂	35,18	35,27	34,95	35,00	35,53	35,08	35,42	35,87	35,85	35,51
TiO ₂	0,93	1,00	0,74	0,93	0,42	0,80	1,26	0,50	0,50	0,49
Al ₂ O ₃	33,39	33,66	33,80	33,87	33,75	33,23	33,15	33,09	33,02	32,94
MgO	1,57	1,77	1,57	1,72	1,76	1,73	2,46	2,13	2,07	2,13
CaO	0,11	0,19	0,11	0,16	0,09	0,14	0,21	0,11	0,11	0,09
MnO	0,34	0,34	0,33	0,34	0,31	0,43	0,21	0,26	0,33	0,31
FeOtotal	12,79	12,66	12,25	12,88	12,78	12,94	11,87	12,51	12,70	12,82
Na ₂ O	1,98	2,00	1,89	2,00	2,04	2,06	1,98	2,14	2,00	2,08
K ₂ O	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04
F	0,39	0,11	0,00	0,39	0,33	0,89	0,06	0,84	1,34	0,72
Li ₂ O	0,34	0,34	0,34	0,29	0,30	0,29	0,35	0,35	0,30	0,25
H ₂ O	3,49	3,52	3,49	3,48	3,53	3,46	3,53	3,54	3,52	3,51
B ₂ O ₃	9,94	9,96	9,89	9,90	10,02	9,92	10,00	10,10	10,10	10,02
TOTAL	100,49	100,88	99,43	101,05	100,92	101,02	100,55	101,54	101,91	100,91
F=O	0,16	0,05	0,00	0,16	0,14	0,37	0,03	0,35	0,56	0,30
TOTAL	100,33	100,83	99,43	100,89	100,78	100,64	100,52	101,19	101,34	100,61
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,85	5,84	5,85	5,79	5,88	5,82	5,86	5,90	5,89	5,89
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,54	0,56	0,67	0,60	0,58	0,49	0,47	0,42	0,39	0,44
Ti	0,12	0,12	0,09	0,12	0,05	0,10	0,16	0,06	0,06	0,06
Mg	0,39	0,44	0,39	0,42	0,43	0,43	0,61	0,52	0,51	0,53
Mn	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,03	0,04	0,05	0,04
Fe ²⁺	1,78	1,75	1,71	1,78	1,77	1,79	1,64	1,72	1,74	1,78
Li	0,22	0,22	0,23	0,19	0,20	0,19	0,23	0,23	0,19	0,17
X=0-1 Ca	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02
Na	0,64	0,64	0,61	0,64	0,65	0,66	0,64	0,68	0,64	0,67
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,33	0,31	0,36	0,32	0,32	0,30	0,32	0,29	0,33	0,31
B	2,99	3,00	3,00	2,99	2,99	2,98	3,00	2,98	2,97	2,98
OH	3,79	3,94	4,00	3,80	3,83	3,53	3,97	3,56	3,30	3,62
F	0,21	0,06	0,00	0,20	0,17	0,47	0,03	0,44	0,70	0,38

Tabla 7.2.7-4g. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina chorlo de las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Tercera zona intermedia										
Muestras	pa8-4 b verd-22	pa8-4 c.az-23	pa8-4 c.az-24	pa8-4 c.az-25	pa8-4 c.az-26	pa8-4 c.az-27	pa8-4 c.az-28	pa8-4 c.az-29	pa8-4 c.az-33	pa8-4 c.az-34
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
SiO ₂	35,72	35,60	35,44	35,54	35,48	35,67	35,45	35,37	35,65	35,78
TiO ₂	0,53	0,49	0,54	0,49	0,57	0,48	0,50	0,49	0,49	0,50
Al ₂ O ₃	32,96	33,13	33,40	33,37	33,44	33,33	33,37	33,23	32,82	32,75
MgO	2,14	2,08	1,94	1,81	1,85	1,83	1,82	1,91	2,06	1,95
CaO	0,08	0,10	0,12	0,09	0,11	0,08	0,07	0,09	0,10	0,10
MnO	0,29	0,28	0,30	0,28	0,29	0,34	0,29	0,35	0,32	0,30
FeOtotal	12,87	12,60	13,23	13,14	13,08	13,14	13,03	13,15	12,93	13,01
Na ₂ O	2,11	2,03	2,00	2,04	2,07	1,84	2,06	2,11	2,20	2,10
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02	0,04	0,04	0,05
F	0,11	0,22	1,55	1,05	0,45	0,61	0,72	0,78	1,22	0,39
Li ₂ O	0,27	0,29	0,21	0,26	0,27	0,22	0,26	0,24	0,30	0,31
H ₂ O	3,56	3,54	3,47	3,50	3,52	3,53	3,51	3,50	3,50	3,55
B ₂ O ₃	10,07	10,04	10,00	10,03	10,01	10,06	10,00	9,99	10,05	10,08
TOTAL	100,74	100,45	102,22	101,63	101,18	101,18	101,10	101,27	101,68	100,89
F=O	0,05	0,09	0,65	0,44	0,19	0,26	0,30	0,33	0,51	0,16
TOTAL	100,69	100,36	101,57	101,19	100,99	100,92	100,80	100,95	101,17	100,73
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,93	5,92	5,81	5,86	5,87	5,90	5,87	5,85	5,88	5,94
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,45	0,49	0,46	0,48	0,52	0,50	0,51	0,48	0,38	0,41
Ti	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Mg	0,53	0,52	0,47	0,44	0,46	0,45	0,45	0,47	0,51	0,48
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04
Fe ²⁺	1,79	1,75	1,81	1,81	1,81	1,82	1,80	1,82	1,78	1,81
Li	0,18	0,19	0,14	0,17	0,18	0,15	0,18	0,16	0,20	0,21
X=0-1 Ca	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Na	0,68	0,65	0,64	0,65	0,66	0,59	0,66	0,68	0,70	0,68
K	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
□	0,30	0,32	0,34	0,33	0,31	0,39	0,32	0,30	0,27	0,30
B	3,00	2,99	2,96	2,97	2,99	2,98	2,98	2,98	2,97	2,99
OH	3,94	3,88	3,20	3,45	3,76	3,68	3,62	3,59	3,36	3,80
F	0,06	0,12	0,80	0,55	0,24	0,32	0,38	0,41	0,64	0,20

Tabla 7.2.7-4h. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina chorlo de las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Tercera zona intermedia										
Muestras	pa8-4 c.az-35	pa8-4 c.az-36	pa8-4 c.az-37	pa8-4 c.az-38	pa8-4 c.az-39	pa8-4 c.az-40	pa8-4 c.az-41	pa8-4 c.az-42	pa8-4 c.az-43	pa8-4 c.az-44
P ₂ O ₅	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,05	0,00
SiO ₂	35,63	35,68	35,70	35,50	35,53	35,47	35,77	35,68	35,67	35,90
TiO ₂	0,53	0,52	0,50	0,52	0,50	0,51	0,52	0,51	0,55	0,50
Al ₂ O ₃	32,83	32,98	32,78	33,00	32,85	32,78	32,61	33,28	32,82	33,11
MgO	2,02	1,98	1,93	1,96	2,01	2,09	1,96	2,02	1,97	2,02
CaO	0,09	0,09	0,08	0,09	0,12	0,10	0,09	0,09	0,09	0,08
MnO	0,30	0,27	0,25	0,25	0,25	0,24	0,31	0,34	0,38	0,27
FeOtotal	13,30	13,08	12,99	13,08	13,09	12,57	13,03	12,88	13,18	13,22
Na ₂ O	1,94	2,00	2,03	1,93	1,99	1,93	2,01	2,12	2,17	2,19
K ₂ O	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04
F	0,17	0,89	0,67	0,28	0,50	0,78	0,22	0,62	0,28	0,89
Li ₂ O	0,22	0,25	0,29	0,23	0,25	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28
H ₂ O	3,55	3,52	3,53	3,53	3,52	3,51	3,56	3,53	3,55	3,54
B ₂ O ₃	10,05	10,06	10,06	10,02	10,02	10,01	10,08	10,06	10,06	10,11
TOTAL	100,75	101,36	100,85	100,42	100,68	100,31	100,49	101,48	101,09	102,15
F=O	0,07	0,37	0,28	0,12	0,21	0,33	0,09	0,26	0,12	0,37
TOTAL	100,67	100,99	100,57	100,30	100,47	99,98	100,40	101,22	100,97	101,78
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,92	5,90	5,93	5,92	5,91	5,91	5,96	5,88	5,92	5,89
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,43	0,42	0,42	0,48	0,44	0,44	0,41	0,47	0,42	0,40
Ti	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06
Mg	0,50	0,49	0,48	0,49	0,50	0,52	0,49	0,50	0,49	0,49
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04
Fe ²⁺	1,85	1,81	1,80	1,82	1,82	1,75	1,82	1,78	1,83	1,81
Li	0,15	0,17	0,19	0,15	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19
X=0-1 Ca	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Na	0,63	0,64	0,65	0,62	0,64	0,62	0,65	0,68	0,70	0,70
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,35	0,33	0,32	0,35	0,33	0,35	0,33	0,30	0,28	0,28
B	3,00	2,98	2,98	2,99	2,99	2,98	2,99	2,98	2,99	2,98
OH	3,91	3,53	3,65	3,85	3,74	3,59	3,88	3,68	3,85	3,54
F	0,09	0,47	0,35	0,15	0,26	0,41	0,12	0,32	0,15	0,46

Tabla.8.2.8-4a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Zona de borde													
Muestras	a13a-vm-1	a13a-vm-2	a13a-vm-3	a13a-vm-4	a13a-vm-5	a13a-vm-6	a13a-vm-7	a13a-vm-8	a13a-vm-9	a13a-vm-10	a13a-vm-11	a13a-vm-12	a13a-vm-16
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
SiO ₂	35,68	35,72	35,70	35,49	35,68	35,74	35,68	35,58	35,75	35,35	35,71	36,02	35,97
TiO ₂	0,40	0,41	0,43	0,39	0,39	0,43	0,40	0,37	0,43	0,41	0,39	0,39	0,44
Al ₂ O ₃	33,86	33,76	34,20	33,84	34,19	33,93	33,99	33,86	33,87	33,73	34,21	33,90	33,69
MgO	3,75	3,65	3,60	3,74	3,77	3,65	3,75	3,70	3,73	3,73	3,70	3,67	3,30
CaO	0,14	0,19	0,19	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,14	0,17	0,16	0,15	0,15
MnO	0,15	0,09	0,11	0,13	0,07	0,06	0,10	0,07	0,07	0,07	0,10	0,08	0,12
FeOtotal	10,22	10,27	10,27	10,18	10,43	10,01	10,30	10,41	10,32	10,56	10,52	10,24	10,58
Na ₂ O	2,18	2,12	2,28	2,23	2,14	2,16	2,13	2,16	2,18	2,07	2,09	2,21	2,13
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,03	0,06	0,07	0,04	0,06	0,05	0,04	0,05	0,03
F	0,00	0,51	0,74	0,68	0,74	0,46	0,91	0,96	0,11	0,57	0,68	0,11	0,96
Li ₂ O	0,25	0,28	0,30	0,26	0,22	0,31	0,24	0,23	0,26	0,19	0,21	0,31	0,32
H ₂ O	3,56	3,54	3,53	3,51	3,53	3,55	3,52	3,51	3,56	3,50	3,53	3,59	3,55
B ₂ O ₃	10,06	10,07	10,06	10,01	10,06	10,07	10,06	10,03	10,07	9,98	10,06	10,14	10,13
TOTAL	100,32	100,67	101,47	100,67	101,45	100,60	101,35	101,08	100,56	100,39	101,43	100,85	101,37
F=O	0,00	0,21	0,31	0,29	0,31	0,19	0,38	0,40	0,05	0,24	0,29	0,05	0,40
TOTAL	100,32	100,45	101,15	100,39	101,14	100,41	100,97	100,67	100,51	100,15	101,14	100,81	100,96
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,87	5,86	5,81	5,82	5,81	5,86	5,81	5,82	5,87	5,82	5,82	5,89	5,87
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,57	0,53	0,56	0,54	0,56	0,55	0,53	0,53	0,55	0,55	0,57	0,54	0,48
Ti	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Mg	0,92	0,89	0,87	0,91	0,91	0,89	0,91	0,90	0,91	0,92	0,90	0,90	0,80
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe ²⁺	1,41	1,41	1,40	1,40	1,42	1,37	1,40	1,42	1,42	1,45	1,43	1,40	1,44
Li	0,17	0,18	0,20	0,17	0,14	0,21	0,16	0,15	0,17	0,12	0,14	0,20	0,21
X=0-1 Ca	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,70	0,67	0,72	0,71	0,68	0,69	0,67	0,68	0,69	0,66	0,66	0,70	0,67
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,27	0,28	0,24	0,25	0,29	0,27	0,29	0,28	0,27	0,30	0,30	0,26	0,29
B	3,00	2,99	2,98	2,98	2,98	2,99	2,98	2,98	3,00	2,99	2,98	3,00	2,98
OH	4,00	3,74	3,62	3,65	3,62	3,76	3,53	3,50	3,94	3,70	3,65	3,94	3,50
F	0,00	0,26	0,38	0,35	0,38	0,24	0,47	0,50	0,06	0,30	0,35	0,06	0,50

Tabla .8.2.8-4b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Zona de borde													
Muestras	a13a-vm-3	a13a-vm-4	a13a-vm-5	a13a-vm-6	a13a-vm-7	a13a-vm-8	a13a-vm-9	a13a-vm-10	a13a-vm-11	a13a-vm-12	a13a-vm-13	a13a-vm-14	a13a-vm-15
P ₂ O ₅	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05
SiO ₂	36,97	35,79	35,92	36,08	35,72	35,99	36,05	35,83	35,75	35,61	35,49	35,51	35,49
TiO ₂	0,43	0,46	0,40	0,38	0,42	0,42	0,53	0,53	0,53	0,56	0,57	0,56	0,54
Al ₂ O ₃	33,01	32,77	33,30	33,72	33,21	33,78	33,48	33,62	33,76	33,79	33,96	33,90	33,68
MgO	3,66	3,25	3,75	3,93	3,52	3,54	3,26	3,28	3,26	3,35	3,26	3,23	3,22
CaO	0,22	0,16	0,17	0,15	0,15	0,16	0,15	0,18	0,16	0,14	0,17	0,17	0,15
MnO	0,16	0,11	0,19	0,06	0,09	0,11	0,13	0,15	0,12	0,13	0,09	0,10	0,09
FeOtotal	9,90	10,69	9,88	10,25	11,16	10,74	11,02	11,19	10,67	10,82	10,72	10,96	10,70
Na ₂ O	2,08	2,49	2,33	2,29	2,36	2,16	2,13	2,13	2,05	2,12	2,27	2,22	2,01
K ₂ O	0,06	0,07	0,01	0,06	0,04	0,05	0,05	0,07	0,03	0,04	0,06	0,03	0,04
F	0,34	0,00	0,80	0,17	0,56	0,57	0,79	0,68	0,34	1,19	0,91	0,23	0,00
Li ₂ O	0,44	0,43	0,36	0,28	0,27	0,27	0,30	0,26	0,29	0,26	0,32	0,28	0,28
H ₂ O	3,67	3,57	3,55	3,59	3,54	3,57	3,56	3,55	3,55	3,50	3,50	3,53	3,54
B ₂ O ₃	10,36	10,08	10,11	10,15	10,07	10,13	10,14	10,09	10,07	10,04	10,01	10,02	10,01
TOTAL	101,33	99,87	100,77	101,12	101,16	101,54	101,61	101,57	100,59	101,55	101,34	100,75	99,81
F=O	0,14	0,00	0,34	0,07	0,24	0,24	0,33	0,29	0,14	0,50	0,38	0,10	0,00
TOTAL	101,19	99,87	100,43	101,04	100,92	101,30	101,28	101,29	100,45	101,05	100,96	100,65	99,81
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	6,02	5,94	5,89	5,89	5,86	5,86	5,88	5,85	5,88	5,81	5,81	5,84	5,88
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,33	0,41	0,43	0,49	0,43	0,49	0,44	0,47	0,54	0,50	0,50	0,57	0,57
Ti	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Mg	0,89	0,80	0,92	0,96	0,86	0,86	0,79	0,80	0,80	0,81	0,81	0,79	0,79
Mn	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,35	1,48	1,35	1,40	1,53	1,46	1,50	1,53	1,47	1,48	1,48	1,51	1,48
Li	0,29	0,28	0,23	0,18	0,18	0,18	0,20	0,17	0,19	0,17	0,17	0,19	0,19
X=0-1 Ca	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
Na	0,66	0,80	0,74	0,73	0,75	0,68	0,67	0,67	0,65	0,67	0,67	0,71	0,65
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,29	0,16	0,23	0,24	0,21	0,28	0,29	0,28	0,31	0,30	0,30	0,26	0,32
B	2,99	3,00	2,98	3,00	2,99	2,99	2,98	2,98	2,99	2,97	2,97	2,99	3,00
OH	3,82	4,00	3,59	3,91	3,71	3,71	3,59	3,65	3,82	3,39	3,39	3,88	4,00
F	0,18	0,00	0,41	0,09	0,29	0,29	0,41	0,35	0,18	0,61	0,61	0,12	0,00

Tabla .8.2.8-4c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría

Zona de borde													
Muestras	a13a-vm-17	a13a-az-1	a13a-az-2	a13a-az-3	a13a-az-4	a13a-az-5	a13a-az-6	a13a-az-7	a13a-az-3	a13a-az-4	a13a-az-5	a13a-az claro-	a13a-vm-7
P ₂ O ₅	0,00	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
SiO ₂	35,86	35,75	35,82	35,74	35,89	35,75	35,86	35,91	35,61	35,88	35,45	35,81	35,49
TiO ₂	0,51	0,42	0,34	0,34	0,35	0,39	0,40	0,36	0,39	0,45	0,40	0,45	0,39
Al ₂ O ₃	33,71	33,52	33,83	33,37	33,23	33,66	33,42	33,67	33,12	33,50	33,30	33,37	33,29
MgO	3,24	3,84	3,76	3,83	3,94	3,45	3,87	3,80	2,55	3,51	3,42	3,68	2,67
CaO	0,11	0,16	0,15	0,15	0,15	0,13	0,14	0,17	0,09	0,12	0,15	0,13	0,09
MnO	0,07	0,11	0,16	0,07	0,05	0,11	0,05	0,10	0,18	0,10	0,08	0,17	0,17
FeOtotal	10,90	10,55	10,30	10,08	10,07	10,78	10,48	10,18	12,59	10,94	10,78	11,11	12,01
Na ₂ O	2,05	2,20	2,29	2,02	2,19	2,07	2,24	2,19	2,24	2,26	2,26	2,30	2,21
K ₂ O	0,01	0,04	0,02	0,06	0,04	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,06	0,02	0,06
F	0,85	0,28	1,41	0,46	0,17	0,57	0,17	0,46	0,00	0,17	0,45	0,90	0,56
Li ₂ O	0,27	0,23	0,27	0,25	0,28	0,24	0,25	0,28	0,24	0,26	0,28	0,22	0,26
H ₂ O	3,54	3,56	3,51	3,55	3,58	3,54	3,57	3,56	3,56	3,57	3,52	3,53	3,52
B ₂ O ₃	10,10	10,07	10,09	10,07	10,11	10,07	10,10	10,11	10,04	10,10	10,00	10,09	10,01
TOTAL	101,22	100,76	101,99	100,02	100,04	100,83	100,65	100,86	100,64	100,91	100,15	101,85	100,73
F=O	0,36	0,12	0,59	0,19	0,07	0,24	0,07	0,19	0,00	0,07	0,19	0,38	0,24
TOTAL	100,86	100,64	101,40	99,83	99,97	100,59	100,57	100,66	100,64	100,84	99,96	101,47	100,50
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,86	5,87	5,81	5,90	5,92	5,87	5,89	5,88	5,91	5,89	5,87	5,84	5,87
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,50	0,49	0,47	0,49	0,46	0,51	0,47	0,50	0,48	0,48	0,49	0,41	0,49
Ti	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05
Mg	0,79	0,94	0,91	0,94	0,97	0,84	0,95	0,93	0,63	0,86	0,84	0,89	0,66
Mn	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
Fe ²⁺	1,49	1,45	1,40	1,39	1,39	1,48	1,44	1,39	1,75	1,50	1,49	1,51	1,66
Li	0,18	0,15	0,18	0,17	0,18	0,16	0,17	0,19	0,16	0,17	0,19	0,14	0,17
X=0-1 Ca	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Na	0,65	0,70	0,72	0,65	0,70	0,66	0,71	0,70	0,72	0,72	0,73	0,73	0,71
K	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
□	0,33	0,26	0,25	0,31	0,26	0,31	0,25	0,27	0,25	0,25	0,24	0,25	0,26
B	2,98	2,99	2,97	2,99	3,00	2,99	3,00	2,99	3,00	3,00	2,99	2,98	2,99
OH	3,56	3,85	3,28	3,76	3,91	3,70	3,91	3,76	4,00	3,91	3,76	3,54	3,71
F	0,44	0,15	0,72	0,24	0,09	0,30	0,09	0,24	0,00	0,09	0,24	0,46	0,29

Tabla.8.2.8-4f. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula

estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Muestras	Primera zona intermedia (borde azul)										Segunda zona intermedia		
	A22BP11-7	A22BP11-8	A22BP11-16	A22BP11-17	A22BP11-18	A22BP11-19	A22BP11-27	A22BP11-28	A22BP11-29	A22BP11-30	a8a-bvp-1	a8a-bvp-3	a8a-bvp-4
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	0,09	0,01	0,00
SiO ₂	37,00	36,79	36,39	36,43	36,57	36,21	36,89	37,43	36,98	37,26	35,06	35,69	35,66
TiO ₂	0,22	0,21	0,24	0,23	0,22	0,23	0,20	0,22	0,24	0,25	0,20	0,09	0,12
Al ₂ O ₃	33,65	33,67	33,15	33,51	33,62	33,35	33,81	33,60	33,83	33,88	36,04	35,34	35,99
MgO	2,99	3,13	3,08	3,05	3,10	3,07	2,97	3,00	2,99	2,93	0,84	0,50	0,55
CaO	0,10	0,14	0,11	0,09	0,09	0,09	0,12	0,11	0,09	0,11	0,60	0,21	0,24
MnO	0,13	0,09	0,10	0,11	0,08	0,11	0,13	0,11	0,10	0,14	0,17	0,23	0,20
FeOtotal	10,79	10,84	10,73	10,71	10,50	10,84	10,69	10,68	10,89	10,72	10,23	9,68	9,26
Na ₂ O	1,63	1,58	1,89	1,86	1,88	1,78	1,38	1,40	1,47	1,38	2,04	2,37	2,43
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,05	0,04	0,03	0,02
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,21	1,31	1,26
Li ₂ O	0,31	0,26	0,34	0,32	0,35	0,27	0,27	0,32	0,27	0,30	0,80	0,96	1,00
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,40	3,50	3,50
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	9,91	10,06	10,05
TOTAL	100,51	100,40	99,75	100,02	100,12	99,66	100,19	100,58	100,58	100,69	101,63	99,98	100,28
F=O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93	0,55	0,53
TOTAL	100,51	100,40	99,75	100,02	100,12	99,66	100,19	100,58	100,58	100,69	100,70	99,43	99,75
T =4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	6,05	6,03	6,02	6,01	6,01	6,00	6,05	6,10	6,04	6,07	5,68	5,86	5,82
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,49	0,51	0,46	0,51	0,51	0,51	0,53	0,46	0,52	0,51	0,88	0,84	0,93
Ti	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01
Mg	0,73	0,76	0,76	0,75	0,76	0,76	0,73	0,73	0,73	0,71	0,20	0,12	0,13
Mn	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
Fe ²⁺	1,48	1,49	1,48	1,48	1,44	1,50	1,47	1,46	1,49	1,46	1,39	1,33	1,26
Li	0,21	0,17	0,22	0,21	0,23	0,18	0,18	0,21	0,18	0,20	0,52	0,64	0,65
X=0-1 Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,10	0,04	0,04
Na	0,52	0,50	0,61	0,59	0,60	0,57	0,44	0,44	0,47	0,44	0,64	0,75	0,77
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
□	0,46	0,47	0,37	0,38	0,38	0,40	0,53	0,53	0,51	0,53	0,25	0,20	0,18
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,95	2,97	2,97
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	2,87	3,32	3,35
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,13	0,68	0,65

Tabla.8.2.8-4g. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Segunda zona intermedia													
Muestras	a8a-bvp-7	a8a-bvp-10	a8a-ci-1	a8a-ci-2	a8a-ci-3	a8a-ci-4	a8a-ci-5	a8a-ci-6	a8a-ci-7	a8a-ci-8	a8a-ci-9	a8a-ci-10	a8a-vm-1
P ₂ O ₅	0,02	0,07	0,01	0,01	0,00	0,01	0,07	0,00	0,05	0,04	0,07	0,00	0,03
SiO ₂	35,19	35,10	35,03	35,42	35,96	35,94	36,11	36,02	36,09	36,13	36,19	36,78	36,21
TiO ₂	0,41	0,34	0,18	0,18	0,11	0,09	0,10	0,11	0,10	0,12	0,13	0,19	0,30
Al ₂ O ₃	34,52	34,54	36,22	35,91	36,19	36,13	36,24	35,89	36,10	36,18	35,99	35,50	35,24
MgO	1,93	1,64	0,78	0,74	0,14	0,19	0,19	0,17	0,21	0,19	0,23	0,81	2,38
CaO	0,97	1,19	0,75	0,48	0,10	0,11	0,10	0,08	0,10	0,09	0,11	0,68	0,79
MnO	0,20	0,23	0,28	0,18	0,12	0,20	0,20	0,16	0,24	0,19	0,18	0,16	0,17
FeOtotal	9,84	9,72	9,30	9,90	8,67	8,90	8,85	8,99	8,70	8,65	8,53	9,67	8,11
Na ₂ O	1,95	1,85	1,98	2,02	2,37	2,45	2,43	2,49	2,40	2,37	2,35	1,96	1,98
K ₂ O	0,01	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,04	0,00	0,02	0,03	0,05	0,05
F	1,43	0,06	0,81	1,09	1,94	1,60	1,37	1,94	0,80	1,55	1,15	1,03	1,05
Li ₂ O	0,75	0,85	0,91	0,84	1,13	1,11	1,13	1,12	1,12	1,13	1,16	1,02	0,88
H ₂ O	3,45	3,50	3,46	3,49	3,50	3,51	3,54	3,50	3,57	3,53	3,56	3,62	3,57
B ₂ O ₃	9,94	9,92	9,91	10,00	10,12	10,12	10,16	10,14	10,15	10,16	10,18	10,31	10,18
TOTAL	100,61	99,05	99,63	100,28	100,38	100,38	100,54	100,65	99,63	100,36	99,85	101,78	100,94
F=O	0,60	0,03	0,34	0,46	0,82	0,67	0,58	0,82	0,34	0,65	0,48	0,43	0,44
TOTAL	100,00	99,03	99,29	99,82	99,57	99,70	99,96	99,84	99,30	99,71	99,37	101,35	100,49
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,76	5,83	5,75	5,80	5,84	5,85	5,86	5,85	5,90	5,87	5,90	5,93	5,85
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,66	0,76	1,01	0,93	0,93	0,93	0,93	0,87	0,96	0,93	0,92	0,74	0,71
Ti	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04
Mg	0,47	0,41	0,19	0,18	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06	0,19	0,57
Mn	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Fe ²⁺	1,35	1,35	1,28	1,36	1,18	1,21	1,20	1,22	1,19	1,18	1,16	1,30	1,10
Li	0,49	0,57	0,60	0,56	0,74	0,72	0,74	0,73	0,74	0,74	0,76	0,66	0,57
X=0-1 Ca	0,17	0,21	0,13	0,08	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,12	0,14
Na	0,62	0,60	0,63	0,64	0,75	0,77	0,76	0,78	0,76	0,75	0,74	0,61	0,62
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
□	0,21	0,18	0,23	0,27	0,23	0,20	0,21	0,19	0,22	0,23	0,23	0,26	0,23
B	2,96	3,00	2,98	2,97	2,95	2,96	2,97	2,95	2,98	2,96	2,97	2,97	2,97
OH	3,26	3,97	3,58	3,44	3,00	3,18	3,30	3,00	3,59	3,20	3,41	3,48	3,46
F	0,74	0,03	0,42	0,56	1,00	0,82	0,70	1,00	0,41	0,80	0,59	0,52	0,54

Tabla 8.2.8-4h. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso.

Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Segunda zona intermedia													
Muestras	a8a-vm-2	a8a-vm-3	a8a-vm-4	a8a-vm-6	a8a-vm-7	a8a-vm-8	a8a-vm-9	a8a-vm-10	a8a-vm-11	a8a-vm-12	a8a-azp-4	a8a-azp-5	a8a-azp-6
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,07	0,00	0,02	0,06
SiO ₂	35,62	35,68	35,63	35,46	35,30	35,56	35,48	35,39	35,39	35,69	35,32	35,18	35,40
TiO ₂	0,16	0,14	0,17	0,37	0,16	0,14	0,16	0,27	0,21	0,20	0,22	0,24	0,54
Al ₂ O ₃	34,56	34,68	35,02	33,71	35,06	35,15	35,47	34,39	35,02	34,89	35,02	34,60	32,93
MgO	1,92	1,67	0,93	2,52	1,19	1,70	1,13	2,42	1,79	1,81	1,24	2,92	3,96
CaO	0,23	0,19	0,12	0,31	0,12	0,20	0,14	1,17	0,15	0,18	0,09	0,18	0,79
MnO	0,29	0,17	0,19	0,20	0,16	0,23	0,21	0,24	0,18	0,25	0,19	0,20	0,16
FeOtotal	10,06	10,17	10,65	9,97	10,43	10,34	10,02	9,24	10,12	10,32	10,66	9,93	8,99
Na ₂ O	2,13	2,20	2,31	2,26	2,29	2,23	2,25	1,86	2,38	2,21	2,27	2,28	2,10
K ₂ O	0,03	0,04	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
F	1,31	0,40	0,85	1,65	1,35	1,13	1,81	0,93	0,91	1,36	1,41	1,99	2,12
Li ₂ O	0,60	0,65	0,74	0,57	0,68	0,61	0,73	0,75	0,63	0,60	0,64	0,41	0,51
H ₂ O	3,50	3,54	3,52	3,46	3,46	3,50	3,46	3,49	3,49	3,50	3,46	3,42	3,44
B ₂ O ₃	10,04	10,06	10,05	10,01	9,97	10,03	10,01	9,99	9,99	10,06	9,97	9,94	9,99
TOTAL	100,47	99,59	100,22	100,52	100,19	100,87	100,90	100,20	100,29	101,17	100,52	101,35	101,03
F=O	0,55	0,17	0,36	0,69	0,57	0,48	0,76	0,39	0,38	0,57	0,59	0,84	0,89
TOTAL	99,91	99,43	99,86	99,82	99,62	100,40	100,14	99,81	99,91	100,60	99,93	100,51	100,13
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,84	5,90	5,86	5,83	5,81	5,81	5,79	5,80	5,81	5,82	5,80	5,73	5,78
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,68	0,76	0,79	0,53	0,80	0,77	0,82	0,65	0,78	0,70	0,78	0,64	0,34
Ti	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,07
Mg	0,47	0,41	0,23	0,62	0,29	0,41	0,27	0,59	0,44	0,44	0,30	0,71	0,96
Mn	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Fe ²⁺	1,38	1,41	1,47	1,37	1,44	1,41	1,37	1,27	1,39	1,41	1,46	1,35	1,23
Li	0,39	0,43	0,49	0,37	0,45	0,40	0,48	0,50	0,42	0,40	0,42	0,27	0,33
X=0-1 Ca	0,04	0,03	0,02	0,05	0,02	0,04	0,02	0,21	0,03	0,03	0,02	0,03	0,14
Na	0,68	0,71	0,74	0,72	0,73	0,71	0,71	0,59	0,76	0,70	0,72	0,72	0,66
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,28	0,25	0,24	0,22	0,24	0,25	0,26	0,20	0,21	0,26	0,25	0,24	0,19
B	2,97	2,99	2,98	2,96	2,97	2,97	2,95	2,98	2,98	2,97	2,96	2,95	2,95
OH	3,32	3,79	3,56	3,14	3,30	3,42	3,07	3,52	3,53	3,30	3,27	2,98	2,91
F	0,68	0,21	0,44	0,86	0,70	0,58	0,93	0,48	0,47	0,70	0,73	1,02	1,09

Tabla 8.2.8-4i. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso.

Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Segunda intermedia							Núcleo azul palido						
Muestras	a8a-azp-7	a8a-azp-8	a8a-azp-9	a8a-azp-10	a8a-azp-11	a8a-azp-12	a8a-azp-13	a8a-azp-14	a8c-45	a8c-46	a8c-47	a8c-48	a8c-49
P ₂ O ₅	0,00	0,06	0,00	0,06	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	35,58	35,95	35,59	35,65	36,08	35,95	36,15	35,49	37,97	37,72	37,39	37,95	37,62
TiO ₂	0,23	0,70	0,38	0,22	0,85	0,80	0,19	0,33	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	34,20	31,74	33,43	33,94	30,71	32,35	34,25	33,95	36,65	35,36	35,12	36,43	37,37
MgO	2,94	5,52	3,40	2,15	6,47	4,54	2,64	2,71	0,14	0,14	0,19	0,06	0,04
CaO	0,45	1,22	0,49	0,12	1,61	1,23	0,15	0,17	0,09	0,04	0,14	0,22	0,16
MnO	0,15	0,10	0,23	0,18	0,09	0,12	0,18	0,20	0,14	0,17	0,23	0,45	0,49
FeOtotal	9,96	7,44	8,98	9,91	7,36	7,89	9,97	9,74	8,68	9,21	8,77	5,49	5,70
Na ₂ O	2,23	2,13	2,24	2,28	1,81	1,93	2,26	2,48	2,62	2,62	2,60	2,49	2,58
K ₂ O	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02
F	1,42	1,98	1,44	1,08	1,76	0,88	0,91	1,08	0,94	1,40	1,41	1,16	1,23
Li ₂ O	0,50	0,58	0,55	0,62	0,46	0,66	0,54	0,56	1,32	1,27	1,30	1,68	1,60
H ₂ O	3,49	3,50	3,49	3,51	3,52	3,55	3,57	3,49	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,03	10,12	10,04	10,05	10,15	10,12	10,17	10,01	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	101,21	101,07	100,29	99,79	100,91	100,08	101,05	100,26	102,26	101,65	100,86	99,65	100,53
F=O	0,60	0,83	0,61	0,45	0,74	0,37	0,38	0,45	0,40	0,59	0,59	0,49	0,52
TOTAL	100,61	100,24	99,68	99,33	100,17	99,71	100,67	99,80	101,86	101,06	100,27	99,16	100,01
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,80	5,84	5,84	5,89	5,88	5,89	5,89	5,84	6,01	6,04	6,04	6,08	5,98
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,57	0,08	0,47	0,61	-0,10	0,25	0,58	0,58	0,84	0,68	0,68	0,88	1,00
Ti	0,03	0,09	0,05	0,03	0,10	0,10	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,71	1,34	0,83	0,53	1,57	1,11	0,64	0,66	0,03	0,03	0,05	0,01	0,01
Mn	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,06	0,07
Fe ²⁺	1,36	1,01	1,23	1,37	1,00	1,08	1,36	1,34	1,15	1,23	1,18	0,74	0,76
Li	0,33	0,38	0,37	0,41	0,30	0,44	0,35	0,37	0,84	0,82	0,85	1,08	1,02
X=0-1 Ca	0,08	0,21	0,09	0,02	0,28	0,22	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03
Na	0,71	0,67	0,71	0,73	0,57	0,61	0,71	0,79	0,80	0,81	0,81	0,77	0,80
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
□	0,21	0,11	0,19	0,24	0,14	0,16	0,25	0,17	0,17	0,17	0,15	0,18	0,17
B	2,96	2,95	2,96	2,97	2,96	2,98	2,98	2,97	2,98	2,97	2,97	2,97	2,97
OH	3,27	2,98	3,25	3,44	3,09	3,54	3,53	3,44	3,53	3,29	3,28	3,41	3,38
F	0,73	1,02	0,75	0,56	0,91	0,46	0,47	0,56	0,47	0,71	0,72	0,59	0,62

Tabla .8.2.8-4j. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Núcleo azul pálido													
Muestras	a8c-50	a8c-51	a8c-52	a8c-53	a8c-54	a8c-55	a8c-56	a8c-57	a8c-58	a8c-59	a8c-60	a8c-61	a8c-62
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	37,30	36,70	36,19	36,54	36,55	36,35	37,62	37,40	37,74	36,97	36,76	36,56	37,17
TiO ₂	0,03	0,07	0,07	0,10	0,09	0,06	0,06	0,07	0,07	0,04	0,04	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	36,65	37,00	37,41	37,15	37,07	36,75	36,93	36,27	35,42	37,02	37,19	37,00	36,75
MgO	0,06	0,08	0,09	0,10	0,08	0,11	0,09	0,09	0,12	0,09	0,08	0,07	0,09
CaO	0,27	0,08	0,09	0,08	0,05	0,08	0,06	0,10	0,11	0,04	0,05	0,02	0,03
MnO	0,47	0,21	0,15	0,21	0,16	0,17	0,13	0,20	0,20	0,20	0,19	0,26	0,23
FeOtotal	5,18	8,39	8,77	8,96	8,73	8,51	8,56	8,54	8,08	8,86	8,77	8,14	8,20
Na ₂ O	2,51	2,46	2,44	2,45	2,59	2,58	2,47	2,65	2,60	2,52	2,57	2,51	2,48
K ₂ O	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04
F	1,73	1,33	1,29	0,72	1,26	1,13	1,01	1,71	1,56	1,58	1,07	1,46	1,11
Li ₂ O	1,67	1,21	1,11	1,12	1,18	1,20	1,27	1,32	1,41	1,18	1,18	1,22	1,27
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	99,58	101,23	101,31	101,14	101,46	100,64	101,89	102,04	101,01	102,22	101,60	100,97	101,09
F=O	0,73	0,56	0,54	0,30	0,53	0,48	0,43	0,72	0,66	0,67	0,45	0,61	0,47
TOTAL	98,85	100,67	100,77	100,84	100,93	100,16	101,46	101,32	100,36	101,56	101,15	100,35	100,62
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,99	5,88	5,81	5,88	5,86	5,87	5,97	5,95	6,05	5,88	5,88	5,87	5,95
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,94	0,99	1,08	1,04	1,00	1,00	0,91	0,80	0,70	0,94	1,01	1,01	0,94
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Mn	0,06	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Fe ²⁺	0,70	1,12	1,18	1,20	1,17	1,15	1,14	1,14	1,08	1,18	1,17	1,09	1,10
Li	1,08	0,78	0,72	0,73	0,76	0,78	0,81	0,84	0,91	0,76	0,76	0,79	0,82
X=0-1 Ca	0,05	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Na	0,78	0,76	0,76	0,76	0,80	0,81	0,76	0,82	0,81	0,78	0,80	0,78	0,77
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,16	0,22	0,22	0,21	0,18	0,17	0,23	0,16	0,17	0,21	0,19	0,21	0,22
B	2,96	2,97	2,97	2,98	2,97	2,97	2,98	2,96	2,96	2,96	2,97	2,96	2,97
OH	3,12	3,33	3,34	3,63	3,36	3,42	3,49	3,14	3,21	3,21	3,46	3,26	3,44
F	0,88	0,67	0,66	0,37	0,64	0,58	0,51	0,86	0,79	0,79	0,54	0,74	0,56

Tabla.8.2.8-4L. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

<i>Turmalina segunda zona intermedia</i>														
	<i>Borde verde</i>				<i>Núcleo incolor</i>									
Muestras	a8c-63	a8c-64	a8c-65	a8c-66	a8c-67	a8c-68	a8c-69	a8c-70	A39ap1-1	A39ap1-2	A39ap1-3	A39ap1-4	A39ap1-5	
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	
SiO ₂	36,53	36,29	35,21	35,90	36,65	36,16	38,39	37,08	37,35	37,21	37,77	37,36	37,81	
TiO ₂	0,60	0,65	0,42	0,49	0,47	0,56	0,01	0,04	0,08	0,06	0,03	0,08	0,07	
Al ₂ O ₃	34,83	34,76	34,30	34,80	35,15	35,04	38,19	38,82	34,86	35,04	35,38	34,79	35,26	
MgO	3,48	3,17	4,04	3,66	3,68	3,72	0,09	0,09	0,13	0,12	0,10	0,14	0,10	
CaO	0,19	0,20	0,46	0,23	0,21	0,22	0,19	0,18	0,09	0,10	0,08	0,10	0,09	
MnO	0,08	0,08	0,12	0,13	0,14	0,08	0,45	0,45	0,20	0,17	0,20	0,23	0,14	
FeOtotal	8,04	9,06	9,66	9,65	8,66	8,86	5,53	5,59	8,06	8,14	8,07	8,10	7,83	
Na ₂ O	1,94	2,01	1,85	1,94	1,93	1,98	2,66	2,46	2,31	2,47	2,51	2,43	2,39	
K ₂ O	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,02	0,03	0,03	0,00	0,03	0,02	0,04	
F	0,52	0,42	0,10	0,07	0,13	0,39	1,61	1,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Li ₂ O	0,57	0,52	0,21	0,30	0,45	0,40	1,67	1,50	1,34	1,35	1,40	1,36	1,42	
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	
TOTAL	100,50	100,87	100,09	100,88	101,20	101,13	102,48	101,39	98,15	98,36	99,25	98,28	98,83	
F=O	0,22	0,18	0,04	0,03	0,05	0,16	0,68	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TOTAL	100,28	100,69	100,05	100,85	101,14	100,97	101,80	100,76	98,15	98,36	99,25	98,28	98,83	
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Si	5,91	5,88	5,80	5,84	5,90	5,84	5,97	5,84	6,15	6,12	6,15	6,15	6,17	
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Y=3 Al(VI)	0,64	0,64	0,66	0,68	0,67	0,67	1,00	1,21	0,77	0,80	0,79	0,75	0,78	
Ti	0,07	0,08	0,05	0,06	0,06	0,07	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	
Mg	0,84	0,77	0,99	0,89	0,88	0,90	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	
Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,06	0,06	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	
Fe ²⁺	1,09	1,23	1,33	1,31	1,17	1,20	0,72	0,74	1,11	1,12	1,10	1,12	1,07	
Li	0,37	0,34	0,14	0,19	0,29	0,26	1,04	0,95	0,89	0,89	0,91	0,90	0,93	
X=0-1 Ca	0,03	0,03	0,08	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	
Na	0,61	0,63	0,59	0,61	0,60	0,62	0,80	0,75	0,74	0,79	0,79	0,78	0,76	
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	
□	0,35	0,33	0,32	0,34	0,35	0,33	0,16	0,21	0,24	0,19	0,19	0,20	0,22	
B	2,99	2,99	3,00	3,00	3,00	2,99	2,96	2,96	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	
OH	3,73	3,78	3,95	3,96	3,93	3,80	3,21	3,26	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
F	0,27	0,22	0,05	0,04	0,07	0,20	0,79	0,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

Tabla .8.2.8-4m. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Segunda zona intermedia													
Muestras	A39ap1-6	A39ap1-7	A39ap1-8	A39ap1-9	A45a-azp -2	A45a-azp-3	A45a-azp-4	A45a-azp-5	A45a-azp-6	A45a-azp-7	A45a-azp-8	A45a-azp-9	A45a-azp-10
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,09	0,04	0,05	0,03	0,05	0,00	0,04	0,00	0,03	0,04	0,00
SiO ₂	37,14	37,29	37,79	37,63	36,08	36,10	36,00	36,08	35,98	36,41	36,32	35,82	36,12
TiO ₂	0,05	0,06	0,03	0,07	0,07	0,08	0,03	0,06	0,08	0,06	0,08	0,06	0,04
Al ₂ O ₃	34,99	35,00	35,18	35,08	37,29	37,36	37,12	37,04	37,26	36,87	37,02	37,07	36,80
MgO	0,13	0,13	0,11	0,13	0,22	0,24	0,25	0,25	0,23	0,27	0,26	0,21	0,21
CaO	0,14	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,13	0,13	0,10	0,11	0,12	0,12	0,10
MnO	0,20	0,15	0,22	0,21	0,15	0,17	0,14	0,17	0,17	0,17	0,10	0,23	0,18
FeOtotal	7,89	8,21	7,98	8,07	8,86	8,82	9,01	8,64	8,58	8,61	8,54	8,59	8,95
Na ₂ O	2,43	2,52	2,43	2,33	2,48	2,60	2,48	2,57	2,55	2,71	2,52	2,68	2,55
K ₂ O	0,01	0,03	0,05	0,04	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,02
F	0,00	0,00	0,00	0,00	1,83	2,74	1,60	1,61	2,29	1,32	1,32	2,75	1,15
Li ₂ O	1,37	1,37	1,41	1,36	1,10	1,11	1,07	1,13	1,13	1,19	1,17	1,15	1,10
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,52	3,47	3,52	3,53	3,48	3,57	3,56	3,45	3,55
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,15	10,16	10,13	10,15	10,13	10,23	10,21	10,09	10,16
TOTAL	98,03	98,58	99,05	98,73	101,95	103,01	101,56	101,39	102,05	101,53	101,29	102,30	100,93
F=O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	1,15	0,67	0,68	0,96	0,56	0,56	1,16	0,48
TOTAL	98,03	98,58	99,05	98,73	101,18	101,86	100,89	100,71	101,08	100,97	100,73	101,14	100,45
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	6,13	6,12	6,16	6,16	5,77	5,72	5,78	5,80	5,75	5,84	5,84	5,72	5,84
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,81	0,78	0,76	0,77	1,03	0,98	1,03	1,02	1,01	0,98	1,01	0,97	1,01
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05
Mn	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02
Fe ²⁺	1,09	1,13	1,09	1,10	1,18	1,17	1,21	1,16	1,15	1,16	1,15	1,15	1,21
Li	0,91	0,90	0,93	0,90	0,71	0,71	0,69	0,73	0,72	0,77	0,75	0,74	0,72
X=0-1 Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	0,78	0,80	0,77	0,74	0,77	0,80	0,77	0,80	0,79	0,84	0,79	0,83	0,80
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
□	0,20	0,17	0,21	0,23	0,20	0,18	0,20	0,17	0,19	0,14	0,19	0,14	0,18
B	3,00	3,00	3,00	3,00	2,96	2,93	2,96	2,96	2,94	2,97	2,97	2,93	2,97
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	3,07	2,63	3,19	3,18	2,84	3,33	3,33	2,61	3,41
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93	1,37	0,81	0,82	1,16	0,67	0,67	1,39	0,59

Tabla .8.2.8-4n. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Tercera zona intermedia													
Muestras	A45a-azp-11	A45a-azi-5	A45a-azi-6	A45a-azi-7	A45a-azi-8	A45a-azi-9	A45a-azi-11	A45a-azi-12	A45a-i-1	A45a-i-2	A45a-i-3	A45a-i-4	A45a-i-6
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
SiO ₂	36,59	36,57	36,66	36,86	36,82	36,64	36,54	36,42	36,17	36,72	36,28	35,84	36,21
TiO ₂	0,07	0,08	0,04	0,09	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07	0,08	0,07	0,05
Al ₂ O ₃	36,31	36,44	36,28	36,27	36,44	35,95	36,66	36,49	37,08	36,39	36,98	37,33	37,43
MgO	0,24	0,17	0,18	0,18	0,19	0,20	0,23	0,21	0,21	0,19	0,15	0,19	0,21
CaO	0,11	0,09	0,09	0,10	0,09	0,11	0,09	0,08	0,12	0,05	0,12	0,11	0,20
MnO	0,20	0,17	0,17	0,22	0,18	0,22	0,20	0,15	0,17	0,18	0,15	0,23	0,17
FeOtotal	8,45	8,40	8,63	8,45	8,23	8,36	8,95	8,77	8,60	8,18	8,29	8,69	8,42
Na ₂ O	2,49	2,66	2,50	2,54	2,57	2,68	2,57	2,35	2,75	2,71	2,63	2,55	2,62
K ₂ O	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
F	2,53	1,61	2,18	1,21	2,41	1,61	1,89	2,57	1,89	2,36	2,01	1,72	1,61
Li ₂ O	1,21	1,26	1,20	1,24	1,26	1,28	1,15	1,12	1,19	1,28	1,23	1,10	1,19
H ₂ O	3,53	3,57	3,56	3,62	3,56	3,58	3,56	3,51	3,52	3,55	3,53	3,50	3,54
B ₂ O ₃	10,27	10,26	10,28	10,33	10,32	10,28	10,26	10,23	10,17	10,30	10,20	10,09	10,18
TOTAL	102,06	101,38	101,81	101,15	102,17	101,02	102,24	101,99	101,95	102,02	101,67	101,44	101,85
F=O	1,07	0,68	0,92	0,51	1,01	0,68	0,80	1,08	0,80	0,99	0,85	0,72	0,68
TOTAL	100,99	100,70	100,89	100,64	101,15	100,34	101,45	100,91	101,16	101,02	100,83	100,71	101,17
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,85	5,88	5,88	5,94	5,87	5,92	5,84	5,83	5,78	5,86	5,81	5,76	5,79
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,84	0,90	0,85	0,89	0,85	0,84	0,90	0,88	0,99	0,85	0,98	1,07	1,05
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05
Mn	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Fe ²⁺	1,13	1,13	1,16	1,14	1,10	1,13	1,20	1,17	1,15	1,09	1,11	1,17	1,13
Li	0,77	0,81	0,77	0,81	0,81	0,83	0,74	0,72	0,76	0,83	0,79	0,71	0,76
X=0-1 Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03
Na	0,77	0,83	0,78	0,79	0,79	0,84	0,80	0,73	0,85	0,84	0,82	0,79	0,81
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
□	0,20	0,15	0,20	0,18	0,18	0,14	0,18	0,25	0,12	0,15	0,16	0,18	0,15
B	2,94	2,96	2,95	2,97	2,94	2,96	2,95	2,94	2,95	2,94	2,95	2,96	2,96
OH	2,72	3,18	2,89	3,38	2,78	3,18	3,05	2,70	3,04	2,81	2,98	3,13	3,19
F	1,28	0,82	1,11	0,62	1,22	0,82	0,95	1,30	0,96	1,19	1,02	0,87	0,81

Tabla.8.2.8-4p. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Tercera zona intermedia							Centro azul palido, en las vetas de reemplazamiento tardío						
Muestras	A45a-i-7	A45a-i-8	A45a-i-9	A45a-i-10	A45a-i-11	A45a-i-12	a17a3-3	a17a3-4	a17a3-5	a17a3-6	a17a3-7	a17a3-8	A17A2-32
P ₂ O ₅	0,10	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	36,18	36,27	36,08	36,54	36,35	36,16	36,34	35,63	35,73	36,35	36,39	38,17	37,67
TiO ₂	0,06	0,09	0,08	0,07	0,07	0,07	0,58	0,56	0,57	0,23	0,25	0,22	0,02
Al ₂ O ₃	37,00	37,25	37,35	37,12	37,20	37,23	34,63	34,98	35,00	35,50	35,06	33,89	36,58
MgO	0,19	0,16	0,19	0,17	0,18	0,18	3,30	3,27	3,17	3,31	3,37	3,16	0,20
CaO	0,22	0,10	0,11	0,12	0,13	0,13	0,20	0,21	0,20	0,14	0,14	0,13	0,00
MnO	0,23	0,13	0,20	0,14	0,15	0,15	0,09	0,08	0,07	0,05	0,10	0,04	0,10
FeOtotal	8,42	8,60	8,56	8,32	8,45	8,17	10,52	10,57	10,36	10,40	10,00	9,70	9,26
Na ₂ O	2,59	2,53	2,49	2,59	2,55	2,64	2,01	2,01	2,01	1,78	1,89	1,74	2,53
K ₂ O	0,02	0,01	0,04	0,01	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,03	0,03	0,05
F	2,52	1,61	2,24	0,98	1,15	1,73	0,32	0,35	0,10	0,06	0,16	0,03	1,22
Li ₂ O	1,21	1,15	1,13	1,23	1,19	1,22	0,33	0,26	0,32	0,23	0,30	0,53	1,19
H ₂ O	3,49	3,54	3,50	3,60	3,57	3,53	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,17	10,19	10,15	10,26	10,21	10,17	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	102,41	101,64	102,14	101,16	101,25	101,42	102,04	101,63	101,26	101,76	101,36	101,31	102,49
F=O	1,06	0,68	0,94	0,41	0,48	0,73	0,13	0,15	0,04	0,03	0,07	0,01	0,51
TOTAL	101,35	100,97	101,20	100,74	100,76	100,69	101,90	101,48	101,21	101,74	101,29	101,30	101,97
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,76	5,81	5,75	5,87	5,84	5,80	5,86	5,79	5,81	5,86	5,89	6,14	5,97
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,94	1,03	1,02	1,03	1,04	1,04	0,59	0,69	0,71	0,75	0,69	0,42	0,83
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,07	0,07	0,03	0,03	0,03	0,00
Mg	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,79	0,79	0,77	0,80	0,81	0,76	0,05
Mn	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,12	1,15	1,14	1,12	1,14	1,10	1,42	1,44	1,41	1,40	1,35	1,30	1,23
Li	0,78	0,74	0,72	0,79	0,77	0,79	0,21	0,17	0,21	0,15	0,20	0,35	0,76
X=0-1 Ca	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
Na	0,80	0,79	0,77	0,81	0,79	0,82	0,63	0,63	0,63	0,56	0,59	0,54	0,78
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,16	0,20	0,20	0,17	0,18	0,15	0,33	0,32	0,32	0,41	0,38	0,43	0,21
B	2,94	2,96	2,95	2,98	2,97	2,96	2,99	2,99	3,00	3,00	3,00	3,00	2,97
OH	2,73	3,18	2,87	3,50	3,42	3,12	3,84	3,82	3,95	3,97	3,92	3,98	3,39
F	1,27	0,82	1,13	0,50	0,58	0,88	0,16	0,18	0,05	0,03	0,08	0,02	0,61

Tabla .8.2.8-4q. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Vetas de reemplazamiento tardío													
Muestras	Centro azul pálido					Borde incoloro					Centro azul pálido		
	A17A2-35	A17A2-36	A17A2-38	A17A2-39	A17A2-45	A17A2-46	A17A2-47	a17a3-48	a17a3-49	a17a3-50	a17a3-51	a17a3-52	a17a3-53
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	37,75	37,88	37,74	37,43	37,97	37,72	37,39	37,95	37,62	37,30	36,70	36,19	36,54
TiO ₂	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05	0,03	0,07	0,07	0,10
Al ₂ O ₃	36,78	37,10	36,26	37,64	36,65	36,36	36,12	38,43	38,37	38,65	37,00	37,41	37,15
MgO	0,13	0,12	0,17	0,09	0,14	0,14	0,19	0,06	0,04	0,06	0,08	0,09	0,10
CaO	0,08	0,05	0,05	0,07	0,09	0,04	0,14	0,22	0,16	0,27	0,08	0,09	0,08
MnO	0,19	0,22	0,17	0,18	0,14	0,17	0,23	0,45	0,49	0,47	0,21	0,15	0,21
FeOtotal	8,48	7,93	8,57	8,10	8,68	9,21	8,77	5,49	5,70	5,18	8,39	8,77	8,96
Na ₂ O	2,77	2,66	2,77	2,59	2,62	2,62	2,60	2,49	2,58	2,51	2,46	2,44	2,45
K ₂ O	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04
F	1,57	1,51	1,79	1,29	0,94	1,40	1,41	1,16	1,23	1,73	1,33	1,29	0,72
Li ₂ O	1,35	1,38	1,34	1,30	1,32	1,23	1,27	1,61	1,57	1,60	1,21	1,11	1,12
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	102,82	102,55	102,57	102,39	102,26	102,61	101,83	101,58	101,50	101,51	101,23	101,31	101,14
F=O	0,66	0,64	0,75	0,54	0,40	0,59	0,59	0,49	0,52	0,73	0,56	0,54	0,30
TOTAL	102,16	101,91	101,82	101,85	101,86	102,02	101,23	101,09	100,98	100,78	100,67	100,77	100,84
T =4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,95	5,96	5,97	5,90	6,01	5,98	5,97	5,95	5,92	5,86	5,88	5,81	5,88
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,83	0,88	0,76	1,00	0,84	0,79	0,80	1,10	1,11	1,16	0,99	1,08	1,04
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Mn	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,06	0,07	0,06	0,03	0,02	0,03
Fe ²⁺	1,12	1,04	1,13	1,07	1,15	1,22	1,17	0,72	0,75	0,68	1,12	1,18	1,20
Li	0,85	0,87	0,85	0,83	0,84	0,79	0,81	1,02	0,99	1,01	0,78	0,72	0,73
X=0-1 Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03	0,05	0,01	0,02	0,01
Na	0,85	0,81	0,85	0,79	0,80	0,80	0,80	0,76	0,79	0,76	0,76	0,76	0,76
K	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,13	0,18	0,13	0,19	0,17	0,18	0,16	0,20	0,18	0,18	0,22	0,22	0,21
B	2,96	2,96	2,99	2,97	2,98	2,97	2,97	2,97	2,97	2,96	2,97	2,97	2,98
OH	3,22	3,25	3,10	3,36	3,53	3,30	3,29	3,42	3,39	3,14	3,33	3,34	3,63
F	0,78	0,75	0,90	0,64	0,47	0,70	0,71	0,58	0,61	0,86	0,67	0,66	0,37

Tabla. 8.2.8-4r. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido

Vetas de reemplazamiento tardío									
Núcleo incoloro									
Muestras	a17a3-54	a17a3-55	a17a3-56	a17a3-57	a17a3-58	a17a3-59	a17a3-60	a17a3-61	a17a3-62
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	36,55	36,35	37,62	37,40	37,74	36,97	36,76	36,56	37,17
TiO ₂	0,09	0,06	0,06	0,07	0,07	0,04	0,04	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	37,07	36,75	36,93	36,27	36,42	36,02	36,19	37,00	36,75
MgO	0,08	0,11	0,09	0,09	0,12	0,09	0,08	0,07	0,09
CaO	0,05	0,08	0,06	0,10	0,11	0,04	0,05	0,02	0,03
MnO	0,16	0,17	0,13	0,20	0,20	0,20	0,19	0,26	0,23
FeOtotal	8,73	8,51	8,56	8,54	8,08	8,86	8,77	8,14	8,20
Na ₂ O	2,59	2,58	2,47	2,65	2,60	2,52	2,57	2,51	2,48
K ₂ O	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04
F	1,26	1,13	1,01	1,71	1,56	1,58	1,07	1,46	1,11
Li ₂ O	1,18	1,20	1,27	1,32	1,38	1,22	1,22	1,22	1,27
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	101,46	100,64	101,89	102,04	101,98	101,26	100,64	100,97	101,09
F=O	0,53	0,48	0,43	0,72	0,66	0,67	0,45	0,61	0,47
TOTAL	100,93	100,16	101,46	101,32	101,32	100,59	100,19	100,35	100,62
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,86	5,87	5,97	5,95	5,99	5,95	5,94	5,87	5,95
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	1,00	1,00	0,91	0,80	0,81	0,83	0,90	1,01	0,94
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Fe ²⁺	1,17	1,15	1,14	1,14	1,07	1,19	1,19	1,09	1,10
Li	0,76	0,78	0,81	0,84	0,88	0,79	0,79	0,79	0,82
X=0-1 Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Na	0,80	0,81	0,76	0,82	0,80	0,79	0,81	0,78	0,77
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,18	0,17	0,23	0,16	0,18	0,20	0,18	0,21	0,22
B	2,97	2,97	2,98	2,96	2,96	2,96	2,97	2,96	2,97
OH	3,36	3,42	3,49	3,14	3,22	3,20	3,45	3,26	3,44
F	0,64	0,58	0,51	0,86	0,78	0,80	0,55	0,74	0,56

Tabla.8.2.8.4C-b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina de la pegmatita de tipo IV (C) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Primera zona intermedia										
Núcleo azul				Borde verde						
Muestras	K500t-107	K500t-108	K500t-109	K500t-110	K500t-111	K500t-112	K500t-113	K500t-114	K500t-115	K500t-116
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	36,02	36,28	35,55	35,55	36,20	35,54	35,56	35,94	36,01	35,89
TiO ₂	0,07	0,05	0,27	0,48	0,37	0,37	0,40	0,38	0,41	0,37
Al ₂ O ₃	33,65	33,19	35,59	34,35	34,39	34,31	34,35	34,23	34,56	34,67
MgO	0,57	0,53	2,05	2,59	2,60	2,47	2,48	2,49	2,48	2,45
CaO	0,00	0,03	0,12	0,14	0,09	0,12	0,14	0,14	0,12	0,12
MnO	0,22	0,20	0,14	0,20	0,22	0,19	0,17	0,16	0,16	0,21
FeOtotal	13,07	13,15	12,02	11,30	11,75	11,85	11,86	11,84	11,49	11,54
Na ₂ O	1,58	1,49	1,83	2,01	1,94	1,85	1,89	1,87	1,91	1,85
K ₂ O	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
F	0,06	0,00	0,22	0,23	0,38	0,00	0,16	0,22	0,23	0,32
Li ₂ O	0,42	0,44	0,23	0,30	0,26	0,21	0,23	0,26	0,30	0,27
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	99,35	99,05	101,72	100,85	101,90	100,60	100,94	101,23	101,37	101,39
F=O	0,03	0,00	0,09	0,10	0,16	0,00	0,07	0,09	0,10	0,13
TOTAL	99,32	99,05	101,63	100,75	101,74	100,60	100,87	101,14	101,27	101,25
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	6,04	6,10	5,79	5,84	5,89	5,87	5,85	5,89	5,88	5,86
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,65	0,58	0,84	0,66	0,59	0,68	0,66	0,61	0,65	0,67
Ti	0,01	0,01	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Mg	0,14	0,13	0,50	0,63	0,63	0,61	0,61	0,61	0,60	0,60
Mn	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Fe ²⁺	1,83	1,85	1,64	1,55	1,60	1,64	1,63	1,62	1,57	1,58
Li	0,28	0,30	0,15	0,20	0,17	0,14	0,15	0,17	0,20	0,18
X=0-1 Ca	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	0,51	0,49	0,58	0,64	0,61	0,59	0,60	0,59	0,60	0,59
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,48	0,50	0,39	0,33	0,37	0,38	0,37	0,37	0,37	0,39
B	3,00	3,00	2,99	2,99	2,99	3,00	3,00	2,99	2,99	2,99
OH	3,97	4,00	3,89	3,88	3,80	4,00	3,92	3,89	3,88	3,83
F	0,03	0,00	0,11	0,12	0,20	0,00	0,08	0,11	0,12	0,17

Tabla.9.2.9-4a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina asociados a la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

<i>Zona de borde</i>										
<i>Borde del cristal verde</i>										
Muestras	k100q1-29	k100q1-30	k100q1-30	k100q1-32	k100q1-33	k100q1-34	k100q1-35	k100q1-36	k100q1-37	k100q1-38
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,10	0,08	0,00	0,00	0,11	0,00	0,03	0,00
SiO ₂	36,00	36,90	36,59	36,72	36,19	36,34	36,40	36,39	36,32	36,01
TiO ₂	0,15	0,17	0,14	0,16	0,16	0,16	0,17	0,10	0,10	0,21
Al ₂ O ₃	34,37	34,52	34,88	34,87	33,57	33,78	33,39	33,33	33,14	33,10
MgO	2,57	2,49	2,58	2,50	2,63	2,59	2,43	1,37	1,36	1,71
CaO	0,05	0,04	0,07	0,03	0,05	0,04	0,05	0,13	0,09	0,10
MnO	0,07	0,12	0,08	0,15	0,08	0,13	0,05	0,13	0,15	0,13
FeOtotal	10,49	10,26	10,24	10,10	10,03	10,07	10,20	11,18	11,03	11,11
Na ₂ O	2,06	1,76	1,78	1,79	1,83	1,89	2,08	2,41	2,47	2,35
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02
F	0,35	0,35	1,33	0,44	1,25	0,67	0,40	1,20	1,11	1,90
Li ₂ O	0,42	0,46	0,43	0,46	0,45	0,46	0,57	0,73	0,76	0,63
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	100,25	100,81	101,92	101,01	99,92	99,82	99,56	100,68	100,26	100,94
F=O	0,15	0,15	0,56	0,19	0,53	0,28	0,17	0,51	0,47	0,80
TOTAL	100,10	100,66	101,36	100,82	99,39	99,54	99,39	100,18	99,79	100,14
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,92	6,00	5,89	5,96	5,96	5,99	6,02	5,99	6,00	5,93
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,66	0,61	0,62	0,67	0,52	0,56	0,50	0,47	0,46	0,42
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03
Mg	0,63	0,60	0,62	0,60	0,65	0,64	0,60	0,34	0,34	0,42
Mn	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Fe ²⁺	1,44	1,39	1,38	1,37	1,38	1,39	1,41	1,54	1,52	1,53
Li	0,28	0,30	0,28	0,30	0,30	0,31	0,38	0,49	0,50	0,42
X=0-1 Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Na	0,66	0,55	0,56	0,56	0,58	0,60	0,67	0,77	0,79	0,75
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
□	0,33	0,43	0,43	0,42	0,40	0,38	0,32	0,20	0,19	0,23
B	2,99	2,99	2,97	2,99	2,97	2,98	2,99	2,97	2,97	2,95
OH	3,82	3,82	3,32	3,77	3,35	3,65	3,79	3,38	3,42	3,01
F	0,18	0,18	0,68	0,23	0,65	0,35	0,21	0,62	0,58	0,99

Tabla.9.2.9-4b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina asociados a la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Zona de borde										
Borde del cristal verde										
Muestras	k100q1-39	k100q1-40	k100q1-41	k100q1-42	k100q1-43	k100q1-44	k100q1-45	k100q1-46	k100q1-47	k100q1-48f
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,09	0,11
SiO ₂	36,12	36,04	36,24	36,26	36,05	36,07	36,25	36,33	36,17	36,10
TiO ₂	0,22	0,34	0,31	0,35	0,34	0,34	0,30	0,36	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	32,98	33,04	32,81	32,98	33,03	33,02	33,10	33,10	33,37	33,51
MgO	1,77	2,60	2,86	3,04	3,06	2,97	2,68	2,77	2,41	2,38
CaO	0,10	0,12	0,10	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,07	0,06
MnO	0,09	0,11	0,04	0,08	0,15	0,08	0,08	0,11	0,11	0,09
FeOtotal	11,18	9,69	9,58	9,62	9,66	9,69	9,64	9,62	9,78	9,98
Na ₂ O	2,24	2,13	2,24	2,22	2,15	2,15	2,41	2,35	2,30	2,27
K ₂ O	0,00	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03
F	1,63	1,25	1,55	0,94	0,71	0,85	1,34	1,39	0,80	1,25
Li ₂ O	0,61	0,59	0,60	0,55	0,50	0,53	0,65	0,63	0,64	0,62
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	100,61	99,63	100,05	99,87	99,47	99,56	100,28	100,48	99,61	100,25
F=O	0,69	0,53	0,65	0,40	0,30	0,36	0,56	0,59	0,34	0,53
TOTAL	99,92	99,11	99,40	99,47	99,17	99,20	99,72	99,90	99,28	99,72
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,96	5,96	5,97	5,98	5,97	5,97	5,96	5,96	5,98	5,94
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,41	0,44	0,37	0,41	0,45	0,44	0,41	0,40	0,50	0,49
Ti	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02
Mg	0,44	0,64	0,70	0,75	0,76	0,73	0,66	0,68	0,59	0,58
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Fe ²⁺	1,54	1,34	1,32	1,33	1,34	1,34	1,32	1,32	1,35	1,37
Li	0,40	0,39	0,40	0,36	0,33	0,35	0,43	0,42	0,43	0,41
X=0-1 Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Na	0,72	0,68	0,72	0,71	0,69	0,69	0,77	0,75	0,74	0,72
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
□	0,27	0,28	0,26	0,26	0,28	0,28	0,20	0,23	0,25	0,26
B	2,96	2,97	2,96	2,98	2,98	2,98	2,97	2,97	2,98	2,97
OH	3,15	3,35	3,19	3,51	3,63	3,56	3,30	3,28	3,58	3,35
F	0,85	0,65	0,81	0,49	0,37	0,44	0,70	0,72	0,42	0,65

Tabla.9.2.9-4c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina asociados a la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Zona de borde										
Marrón										
Muestras	k100q1-49f	k100q1-50f	k100q1-51f	k100q1-52f	k100q1-53f	k100q1-54f	k100q1-55f	k100q1-56f	k100q1-57f	k100q1-58f
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,00	0,06	0,02	0,04	0,03	0,01	0,04	0,03
SiO ₂	36,36	35,95	35,98	36,50	36,34	36,04	36,31	36,41	36,22	36,49
TiO ₂	0,12	0,12	0,10	0,16	0,18	0,16	0,15	0,16	0,04	0,14
Al ₂ O ₃	34,06	34,16	33,79	33,96	34,00	33,84	33,90	34,15	31,82	31,84
MgO	1,21	1,36	1,26	2,53	2,59	2,58	2,53	2,57	1,78	1,67
CaO	0,05	0,07	0,06	0,05	0,07	0,05	0,04	0,05	0,06	0,03
MnO	0,12	0,17	0,11	0,09	0,12	0,07	0,08	0,10	0,13	0,14
FeOtotal	10,13	10,56	10,38	10,31	10,23	10,13	10,30	10,27	13,10	12,63
Na ₂ O	2,42	2,37	2,42	1,83	1,89	1,88	1,94	1,92	2,20	2,23
K ₂ O	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00
F	1,30	1,16	0,72	0,04	0,31	0,63	0,81	0,72	1,81	0,70
Li ₂ O	0,85	0,72	0,79	0,46	0,45	0,44	0,46	0,45	0,40	0,50
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	100,34	100,33	99,32	99,68	99,89	99,56	100,24	100,51	101,29	100,07
F=O	0,55	0,49	0,30	0,02	0,13	0,27	0,34	0,30	0,76	0,29
TOTAL	99,79	99,84	99,02	99,66	99,76	99,30	99,90	100,21	100,53	99,78
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,97	5,92	5,98	6,01	5,98	5,96	5,96	5,96	6,00	6,09
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,59	0,63	0,62	0,60	0,60	0,59	0,56	0,59	0,22	0,26
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02
Mg	0,30	0,33	0,31	0,62	0,64	0,64	0,62	0,63	0,44	0,42
Mn	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Fe ²⁺	1,39	1,45	1,44	1,42	1,41	1,40	1,41	1,41	1,82	1,76
Li	0,56	0,47	0,53	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,27	0,34
X=0-1 Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,77	0,76	0,78	0,58	0,60	0,60	0,62	0,61	0,71	0,72
K	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
□	0,21	0,23	0,20	0,40	0,38	0,38	0,37	0,38	0,28	0,27
B	2,97	2,97	2,98	3,00	2,99	2,98	2,98	2,98	2,95	2,98
OH	3,33	3,40	3,62	3,98	3,84	3,67	3,58	3,63	3,05	3,63
F	0,67	0,60	0,38	0,02	0,16	0,33	0,42	0,37	0,95	0,37

Tabla.9.2.9-4d. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina asociados a la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Zona de borde										
Marrón										
Muestras	k100q1-59f	k100q1-60f	k100q1-61f	k100q1-62f	k100q1-65f	k100q1-66	k100q1-69f	k100q1-70	k100q1-71	k100q1-72
P ₂ O ₅	0,00	0,04	0,00	0,01	0,05	0,07	0,00	0,00	0,01	0,05
SiO ₂	36,25	36,38	36,30	36,22	36,19	35,85	36,51	36,60	36,49	36,45
TiO ₂	0,15	0,23	0,30	0,30	0,34	0,41	0,18	0,18	0,19	0,18
Al ₂ O ₃	31,78	32,81	33,73	34,74	34,60	33,56	33,75	33,95	33,46	33,82
MgO	1,65	1,37	1,67	1,46	1,46	1,93	2,70	2,68	2,71	2,66
CaO	0,04	0,04	0,07	0,10	0,08	0,09	0,03	0,07	0,08	0,05
MnO	0,17	0,13	0,12	0,08	0,11	0,10	0,10	0,13	0,07	0,10
FeOtotal	13,08	12,09	10,66	9,70	9,83	10,99	10,09	10,25	10,04	10,18
Na ₂ O	2,41	2,26	2,32	2,40	2,33	2,31	1,95	1,95	1,95	1,88
K ₂ O	0,00	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03
F	0,74	0,92	1,15	1,52	1,34	1,19	0,53	0,97	0,71	0,36
Li ₂ O	0,47	0,60	0,69	0,83	0,81	0,59	0,47	0,46	0,49	0,46
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	100,41	100,56	100,72	101,05	100,84	100,78	100,01	100,93	99,89	99,89
F=O	0,31	0,39	0,48	0,64	0,56	0,50	0,22	0,41	0,30	0,15
TOTAL	100,10	100,18	100,24	100,41	100,27	100,28	99,78	100,52	99,60	99,73
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	6,05	6,02	5,95	5,89	5,90	5,90	6,00	5,97	6,01	6,00
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,26	0,40	0,52	0,66	0,65	0,51	0,54	0,52	0,49	0,56
Ti	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,41	0,34	0,41	0,35	0,35	0,47	0,66	0,65	0,67	0,65
Mn	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe ²⁺	1,83	1,67	1,46	1,32	1,34	1,51	1,39	1,40	1,38	1,40
Li	0,32	0,40	0,46	0,54	0,53	0,39	0,31	0,30	0,33	0,30
X=0-1 Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,78	0,73	0,74	0,76	0,74	0,74	0,62	0,62	0,62	0,60
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
□	0,21	0,26	0,24	0,22	0,24	0,24	0,37	0,37	0,36	0,39
B	2,98	2,98	2,97	2,96	2,97	2,97	2,99	2,98	2,98	2,99
OH	3,61	3,52	3,40	3,22	3,31	3,38	3,72	3,50	3,63	3,81
F	0,39	0,48	0,60	0,78	0,69	0,62	0,28	0,50	0,37	0,19

Tabla.9.2.9-4e. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de turmalina y elbaita de la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Zona de borde										
marrón										
Muestras	k100q1-73	k100q1-74	k100q1-75	k100q1-76f	k100q1-77f	k100q1-80f	k100q1-81f	k100q1-82	k55-2	k55-3
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,06	0,00	0,00
SiO ₂	36,34	36,75	36,41	35,70	36,36	36,18	35,90	35,93	37,81	37,40
TiO ₂	0,16	0,14	0,17	0,16	0,20	0,14	0,16	0,22	0,24	0,19
Al ₂ O ₃	34,13	34,18	33,92	33,55	33,65	31,73	31,45	33,58	35,52	35,87
MgO	2,61	2,54	2,55	1,36	1,29	1,72	1,65	1,79	0,34	0,36
CaO	0,06	0,05	0,04	0,12	0,06	0,05	0,03	0,05	0,07	0,05
MnO	0,09	0,05	0,15	0,11	0,12	0,16	0,16	0,10	0,22	0,16
FeOtotal	10,41	10,40	10,03	11,31	10,55	12,63	12,61	10,97	8,26	8,33
Na ₂ O	1,96	1,80	1,81	2,28	2,30	2,41	2,25	2,30	2,63	2,75
K ₂ O	0,01	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
F	0,00	0,58	0,36	0,71	1,07	0,70	1,52	0,75	1,18	1,25
Li ₂ O	0,43	0,44	0,46	0,63	0,78	0,51	0,48	0,60	1,35	1,32
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	99,87	100,63	99,60	99,62	100,09	99,93	99,91	100,04	100,53	100,53
F=O	0,00	0,24	0,15	0,30	0,45	0,29	0,64	0,32	0,17	0,17
TOTAL	99,87	100,39	99,45	99,32	99,64	99,64	99,27	99,73	100,36	100,36
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,98	6,00	6,01	5,95	6,00	6,06	6,03	5,95	6,08	6,03
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,63	0,58	0,59	0,59	0,54	0,26	0,22	0,55	0,74	0,81
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
Mg	0,64	0,62	0,63	0,34	0,32	0,43	0,41	0,44	0,08	0,09
Mn	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02
Fe ²⁺	1,43	1,42	1,38	1,58	1,45	1,77	1,77	1,52	1,11	1,12
Li	0,28	0,29	0,30	0,42	0,52	0,34	0,32	0,40	0,88	0,86
X=0-1 Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,63	0,57	0,58	0,74	0,74	0,78	0,73	0,74	0,82	0,86
K	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
□	0,36	0,42	0,41	0,24	0,25	0,20	0,26	0,25	0,17	0,13
B	3,00	2,99	2,99	2,98	2,97	2,98	2,96	2,98	2,99	2,99
OH	4,00	3,70	3,81	3,63	3,44	3,63	3,19	3,61	3,79	3,79
F	0,00	0,30	0,19	0,37	0,56	0,37	0,81	0,39	0,60	0,63

Tabla.9.2.9-4f. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de elbaíta de la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 31 oxígenos. El litio, boro y agua han sido calculados por estequiometría.

Primera zona intermedia										Vetas de reemplazamiento tardío
Incolor										
Muestras	k55-4	k55-5	k55-6	k55-7	k55-8	k55-9	k55-10	k55-11	K100H-1	K100H-2
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	37,61	37,85	37,45	37,45	36,74	37,33	37,39	37,50	38,05	37,86
TiO ₂	0,19	0,17	0,27	0,18	0,11	0,10	0,12	0,14	0,03	0,08
Al ₂ O ₃	35,54	35,40	35,68	35,59	35,62	35,34	35,46	35,41	36,27	35,61
MgO	0,38	0,33	0,36	0,33	0,30	0,40	0,35	0,35	0,15	0,19
CaO	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,09	0,06
MnO	0,24	0,20	0,14	0,14	0,17	0,17	0,11	0,24	0,28	0,17
FeOtotal	8,05	8,23	8,19	8,23	8,60	8,69	8,62	8,58	6,26	7,66
Na ₂ O	2,51	2,54	2,46	2,55	2,49	2,51	2,56	2,50	2,75	2,65
K ₂ O	0,03	0,03	0,04	0,01	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04
F	1,14	0,73	0,89	0,98	1,37	0,56	0,67	0,63	0,73	0,56
Li ₂ O	1,32	1,34	1,30	1,31	1,19	1,22	1,26	1,24	1,63	1,46
H ₂ O	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36	3,36
B ₂ O ₃	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31	10,31
TOTAL	100,01	100,23	100,02	99,91	99,36	99,89	99,99	100,08	99,64	99,86
F=O	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
TOTAL	99,84	100,06	99,84	99,74	99,19	99,72	99,81	99,91	99,47	99,68
T=4 P(apfu)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	6,08	6,11	6,06	6,07	6,01	6,07	6,07	6,08	6,11	6,11
Al(IV)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Z=6 Al(VI)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y=3 Al(VI)	0,77	0,73	0,80	0,79	0,87	0,77	0,78	0,76	0,87	0,78
Ti	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
Mg	0,09	0,08	0,09	0,08	0,07	0,10	0,08	0,08	0,04	0,05
Mn	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02
Fe ²⁺	1,09	1,11	1,11	1,11	1,18	1,18	1,17	1,16	0,84	1,03
Li	0,86	0,87	0,84	0,85	0,79	0,80	0,82	0,81	1,06	0,95
X=0-1 Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	ñ
Na	0,79	0,79	0,77	0,80	0,79	0,79	0,81	0,79	0,86	0,83
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
□	0,20	0,19	0,21	0,19	0,20	0,20	0,19	0,21	0,12	0,15
B	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99
OH	3,79	3,79	3,79	3,79	3,79	3,79	3,79	3,79	3,79	3,79
F	0,58	0,37	0,45	0,50	0,70	0,56	0,67	0,63	0,73	0,56

Tabla.5.2.5a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilo de las pegmatitas de tipo I. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia								
Muestras	z1cpII-81	z1cpII-82	z1cpII-86	z1cpII-87	z1cpII-88	z1cpII-90	z1cpII-91	z1cpII-92
SiO ₂	65,73	64,72	65,01	65,68	65,05	65,13	65,7	65,83
Al ₂ O ₃	18,15	18,27	18,33	18,53	18	18,32	18,47	18,44
TiO ₂	0	0,01	0,02	0	0	0	0,02	0
Fe ₂ O ₃	0,51	0,04	0,05	0,36	0,14	0,17	0,39	0,32
MgO	0,07	0,05	0,06	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04
MnO	0	0,02	0,04	0	0	0,04	0,04	0,01
CaO	0,03	0,03	0,01	0	0,04	0	0	0
Na ₂ O	0,38	1,1	0,9	0,3	0,86	0,72	0,3	0,35
K ₂ O	0,01	0,01	0	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02
Rb ₂ O	0,16	0,18	0,13	0,12	0,14	0,12	0,16	0,17
Cs ₂ O	0,39	0,43	0,37	0,16	0,19	0,26	0,2	0,17
BeO	14,57	15,13	15,07	14,8	15,51	15,19	14,63	14,65
Total	100	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	100
Si	5,92	5,79	5,86	5,90	5,84	5,86	5,91	5,92
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,93	1,91	1,95	1,96	1,91	1,94	1,96	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,03	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02
Mg	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,03	0,16	0,05	0,15	0,13	0,05	0,06
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Be	3,15	3,47	3,26	3,19	3,35	3,28	3,16	3,16
Segunda zona intermedia								
Muestras	z1cpII-94	z1cpII-95	z1cpII-96	z1cpII-97	z1cpII-98	z1cpII-99	z1cpII-100	z1cpII-101
SiO ₂	65,95	65,43	65,68	65,91	65,23	65,69	66,02	65,22
Al ₂ O ₃	18,43	18,39	18,43	18,43	18,24	18,49	18,65	18,24
TiO ₂	0	0,03	0,02	0	0	0	0,01	0
Fe ₂ O ₃	0,31	0,3	0,29	0,26	0,36	0,25	0,29	0,28
MgO	0,03	0,02	0,06	0,01	0,06	0	0	0,02
MnO	0	0,01	0	0,02	0,03	0	0,01	0
CaO	0,01	0	0	0	0,03	0	0	0
Na ₂ O	0,34	0,58	0,36	0,31	0,92	0,34	0,29	0,58
K ₂ O	0	0,03	0,02	0,01	0	0,02	0	0,01
Rb ₂ O	0,17	0,17	0,17	0,15	0,12	0,16	0,16	0,16
Cs ₂ O	0,17	0,19	0,21	0,19	0,45	0,28	0,28	0,28
BeO	14,59	14,85	14,77	14,72	14,55	14,76	14,3	15,19
Total	100	100	100,01	100,01	99,99	99,99	100,01	99,98
Si	5,93	5,88	5,90	5,92	5,89	5,90	5,94	5,86
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,95	1,95	1,95	1,95	1,94	1,96	1,98	1,93
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,10	0,06	0,05	0,16	0,06	0,05	0,10
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Be	3,15	3,21	3,19	3,17	3,16	3,19	3,09	3,28

Tabla 5.2.5b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilo de la pegmatitas de tipo I. Arriba, datos en %

Tabla 3.2.5b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilio de la pegmatitas de tipo 1. Arriva, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia

Muestras	z1cpII-102	z1cpII-104	z1cpII-106	z1cpII-107	z1cpIII-108	z1cpIII-110	z1cpIII-111	z1cpIII-112
SiO ₂	65,79	65,68	65,37	65,64	65,18	65,5	65,09	65,15
Al ₂ O ₃	18,56	18,5	18,37	18,42	18,5	18,5	18,2	18,55
TiO ₂	0,01	0	0,02	0,02	0,05	0	0	0
Fe ₂ O ₃	0,2	0,27	0,27	0,33	0,26	0,28	0,32	0,33
MgO	0	0,01	0,06	0,04	0,03	0,04	0,06	0,07
MnO	0	0	0	0,01	0	0,05	0,03	0
CaO	0,01	0	0,01	0	0	0,01	0	0
Na ₂ O	0,26	0,44	0,58	0,31	0,51	0,32	0,74	0,69
K ₂ O	0,01	0,02	0	0	0,02	0	0,01	0
Rb ₂ O	0,12	0,13	0,16	0,15	0,15	0,16	0,16	0,13
Cs ₂ O	0,29	0,19	0,23	0,18	0,18	0,22	0,33	0,33
BeO	14,75	14,76	14,94	14,91	15,14	14,91	15,06	14,76
Total	100	100	100,01	100,01	100,02	99,99	100	100,01
Si	5,91	5,90	5,88	5,89	5,85	5,88	5,86	5,87
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,96	1,96	1,95	1,95	1,96	1,96	1,93	1,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,05	0,08	0,10	0,05	0,09	0,06	0,13	0,12
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Be	3,18	3,19	3,23	3,22	3,27	3,22	3,26	3,19
Segunda zona intermedia								
Muestras	z1cpIII-113	z1cpIII-115	z1cpIII-116	z1cpIII-117	z1cpIII-120	z1cpIII-121	z1cpIII-122	z1cpIII-123
SiO ₂	65,55	65,49	65,73	65,36	65,53	64,85	65,33	65,12
Al ₂ O ₃	18,34	18,6	18,52	18,58	18,56	18,09	18,21	18,03
TiO ₂	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0	0,01
Fe ₂ O ₃	0,36	0,32	0,37	0,38	0,49	0,48	0,59	0,64
MgO	0,06	0,06	0,02	0,08	0,05	0,16	0,18	0,13
MnO	0	0	0,03	0,03	0	0	0,03	0
CaO	0	0	0,01	0,01	0,01	0	0,02	0
Na ₂ O	0,35	0,26	0,28	0,3	0,28	0,77	0,72	1,08
K ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0
Rb ₂ O	0,19	0,18	0,13	0,16	0,14	0,18	0,17	0,18
Cs ₂ O	0,37	0,4	0,42	0,42	0,44	0,03	0,08	0,06
BeO	14,75	14,65	14,45	14,65	14,46	15,41	14,66	14,74
Total	100	100,01	100	100	100	100	100	99,99
Si	5,90	5,90	5,92	5,89	5,91	5,83	5,88	5,87
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,95	1,97	1,97	1,97	1,97	1,92	1,93	1,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04
Mg	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,13	0,13	0,19
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Be	3,19	3,17	3,13	3,17	3,13	3,33	3,17	3,19

Tabla.5.2.5c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilo de la pegmatitas de tipo I. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia						
Muestras	z1cpIII-124	z1cpIII-125	z1cpIII-126	z1cpIII-127	z1cpIII-128	z1cpIII-129
SiO ₂	65,06	65,32	64,31	64,87	64,89	64,62
Al ₂ O ₃	17,9	18,07	18,02	18,04	18,27	17,97
TiO ₂	0,02	0,01	0	0,01	0	0,02
Fe ₂ O ₃	0,56	0,25	0,51	0,4	0,15	0,59
MgO	0,13	0,12	0,14	0,14	0,04	0,1
MnO	0,02	0,02	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0,04
Na ₂ O	0,99	1,25	1,33	1,42	1,45	1,01
K ₂ O	0,01	0,02	0,02	0	0,01	0,01
Rb ₂ O	0,15	0,19	0,14	0,14	0,15	0,12
Cs ₂ O	0,04	0,09	0,06	0,13	0,48	0,05
BeO	15,11	14,65	15,47	14,85	14,56	15,46
Total	99,99	99,99	100	100	100	99,99
Si	5,86	5,89	5,79	5,86	5,87	5,81
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,90	1,92	1,91	1,92	1,95	1,91
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01	0,04
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,17	0,22	0,23	0,25	0,25	0,18
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Be	3,27	3,17	3,35	3,22	3,17	3,34

Tabla 6.2.5. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilo de las pegmatitas de tipo II. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

Primera zona intermedia											
Muestras	M1-apII-27	M1-apII-29	M1-apII-32	M1-apII-36	M1-apII-38	M1-apII-41	M1-apII-42	M1-apII-45	M1-apII-48	M1-apII-49	M1-apII-50
SiO ₂	64,71	65,19	65	65,19	64,79	64,89	64,67	64,87	64,89	65,03	65,19
Al ₂ O ₃	18,12	17,8	17,82	17,65	17,78	17,82	18,02	18	17,97	18,28	18,17
TiO ₂	0,01	0,02	0,02	0	0	0	0,03	0,01	0	0,01	0
Fe ₂ O ₃	0,44	0,53	0,69	0,6	0,67	0,71	0,67	0,61	0,51	0,41	0,47
MgO	0,21	0,29	0,35	0,43	0,34	0,26	0,31	0,23	0,37	0,21	0,18
MnO	0,02	0	0,01	0,02	0	0	0	0	0	0,04	0,03
CaO	0	0	0,01	0	0	0,03	0	0	0,02	0,01	0,01
Na ₂ O	0,16	0,4	0,36	0,31	0,33	0,25	0,26	0,29	0,35	0,22	0,25
K ₂ O	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0	0
Rb ₂ O	0,14	0,15	0,13	0,13	0,15	0,13	0,14	0,17	0,15	0,12	0,17
Cs ₂ O	0,03	0,04	0	0,04	0,03	0	0,01	0,03	0	0,01	0
BeO	16,15	15,59	15,59	15,62	15,91	15,91	15,89	15,79	15,74	15,66	15,51
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	5,79	5,84	5,83	5,84	5,81	5,81	5,79	5,81	5,81	5,82	5,84
Al	1,91	1,88	1,88	1,86	1,88	1,88	1,90	1,90	1,90	1,93	1,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03
Mg	0,03	0,04	0,05	0,06	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,07	0,06	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Be	3,47	3,36	3,36	3,36	3,42	3,42	3,42	3,40	3,39	3,37	3,34

Tabla.8.2. 8.4B-1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilo de la pegmatita tipo IV (B). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

Primera zona intermedia								
Muestras	PPAPI-2	PPAPI-6	PPAPI-10	PPAPII-1	PPAPII-6	PPAPII-10	PPA-perfil-4	PPA-perfil-5
SiO ₂	64,46	64,46	64,64	64,04	64,46	64,64	62,56	63,7
Al ₂ O ₃	18,08	18,58	18,46	18,66	18,58	18,46	19,39	17,93
TiO ₂	0	0	0,04	0,01	0	0,04	0,01	0,05
Fe ₂ O ₃	0,31	0,17	0,16	0,22	0,17	0,16	0,18	0,4
MgO	0,13	0,06	0,02	0,04	0,06	0,02	0,07	0,07
MnO	0,05	0	0,04	0	0	0,04	0,02	0,02
CaO	0	0	0,01	0	0	0,01	0,05	0
Na ₂ O	0,69	0,64	0,54	0,86	0,64	0,54	0,85	1,07
K ₂ O	0,01	0	0,01	0	0	0,01	0	0,03
Rb ₂ O	0,18	0,18	0,15	0,16	0,18	0,15	0,16	0,15
Cs ₂ O	0,14	0,1	0,1	0,15	0,1	0,1	0,33	0,26
BeO	15,95	15,8	15,83	15,84	15,8	15,83	16,39	16,33
Total	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	5,79	5,78	5,79	5,75	5,78	5,79	3,76	3,83
Al	1,91	1,96	1,95	1,98	1,96	1,95	1,03	0,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,12	0,11	0,09	0,15	0,11	0,09	0,02	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Cs	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Be	3,44	3,40	3,41	3,42	3,40	3,41	1,18	1,17

Tabla.8.2.8.4A-1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilo de la pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

	Primera zona intermedia													
Muestras	a42bPI-1	a42bPI-2	a42bPI-3	a42bPI-4	a42bPI-5	a42bPI-6	a42bPI-7	a42bPI-8	a42bPI-10	a42bPI-11	a42bPI-12	a42bPI-13	a42bPI-13	a42bPI-14
SiO ₂	65,19	65,19	64,68	64,56	64,14	64,87	64,31	64,77	64,81	64,80	64,44	64,99	64,99	65,18
Al ₂ O ₃	18,43	18,37	18,32	18,45	18,25	18,16	18,26	18,42	18,31	18,17	18,24	18,32	18,32	18,46
TiO ₂	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04
Fe ₂ O ₃	0,21	0,27	0,20	0,17	0,12	0,15	0,22	0,12	0,17	0,17	0,11	0,07	0,07	0,17
MgO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,06
CaO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,66	0,60	0,74	0,74	1,02	0,71	1,09	1,04	0,81	0,78	0,88	0,89	0,89	0,73
K ₂ O	0,03	0,02	0,07	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05
Rb ₂ O	0,17	0,18	0,17	0,19	0,16	0,11	0,14	0,14	0,17	0,22	0,16	0,21	0,21	0,13
Cs ₂ O	0,12	0,13	0,13	0,14	0,15	0,16	0,13	0,12	0,24	0,26	0,29	0,23	0,23	0,21
BeO	15,17	15,22	15,66	15,69	16,12	15,78	15,74	15,36	15,48	15,57	15,82	15,26	15,26	14,97
Total	100,01	99,99	100,00	100,01	100,00	99,98	100,01	100,00	99,99	99,99	100,01	100,01	100,01	100,00
Si	5,86	5,86	5,81	5,80	5,76	5,82	5,78	5,82	5,83	5,83	5,79	5,85	5,85	5,86
Al	1,95	1,94	1,94	1,95	1,93	1,92	1,93	1,95	1,94	1,93	1,93	1,94	1,94	1,96
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,10	0,13	0,13	0,18	0,12	0,19	0,18	0,14	0,14	0,15	0,16	0,16	0,13
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Be	3,27	3,28	3,38	3,38	3,48	3,40	3,40	3,32	3,34	3,36	3,42	3,30	3,30	3,23

Tabla.8.2.8-4A-2. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilo de la pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

	Primera zona intermedia													
Muestras	a42bPI-15	a42bPI-16	a42bPI-18	a42bPI-19	a42bPI-20	a42bPI-21	a42bPI-22	a42bPI-23	a42bPI-24	a42bPI-25	a42bPI-27	a42bPI-28	a42bPI-29	a42bPI-30
SiO ₂	64,95	64,20	64,64	64,49	64,79	64,50	64,48	64,67	64,42	64,57	64,28	64,50	65,02	64,61
Al ₂ O ₃	18,32	18,13	18,22	18,24	18,51	18,19	18,43	18,33	18,25	18,22	18,38	18,21	18,52	18,33
TiO ₂	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃	0,10	0,21	0,16	0,13	0,14	0,06	0,07	0,13	0,13	0,08	0,10	0,16	0,12	0,11
MgO	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
MnO	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,05	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Na ₂ O	0,73	1,08	1,01	0,96	0,94	0,96	0,93	0,96	0,92	0,92	0,96	0,98	0,73	0,88
K ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,06	0,02	0,01	0,02	0,02
Rb ₂ O	0,16	0,19	0,13	0,14	0,18	0,17	0,16	0,16	0,15	0,18	0,16	0,19	0,15	0,20
Cs ₂ O	0,24	0,22	0,27	0,30	0,27	0,26	0,21	0,15	0,18	0,16	0,22	0,26	0,28	0,19
BeO	15,47	15,90	15,48	15,68	15,08	15,84	15,67	15,56	15,94	15,74	15,77	15,68	15,08	15,64
Total	100,01	99,99	99,99	99,98	99,99	100,00	100,00	100,01	100,01	99,99	99,99	100,01	100,00	100,00
Si	5,83	5,78	5,82	5,80	5,84	5,80	5,79	5,81	5,78	5,80	5,78	5,80	5,85	5,81
Al	1,94	1,92	1,93	1,93	1,97	1,93	1,95	1,94	1,93	1,93	1,95	1,93	1,96	1,94
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,13	0,19	0,18	0,17	0,16	0,17	0,16	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,13	0,15
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Be	3,34	3,44	3,35	3,39	3,26	3,42	3,38	3,36	3,44	3,40	3,41	3,39	3,26	3,38

Tabla.8.2.8-4A-3 Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilio de la pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

Muestras	Primera zona intermedia									Tercera zona intermedia				
	a42bPI-31	a42bPI-32	a42bPI-33	a42bPI-34	a42bPI-36	a42bPI-37	a42bPI-38	a42bPI-39	a42bPI-40	a48bPII-41	a48bPII-42	a48bPII-43	a48bPII-44	a48bPII-45
SiO ₂	64,93	64,55	64,62	64,78	64,80	64,80	64,43	64,59	64,66	64,93	64,39	64,54	64,47	64,48
Al ₂ O ₃	18,47	18,26	18,43	18,19	18,31	18,29	18,20	18,25	18,45	18,44	18,53	18,13	18,29	18,29
TiO ₂	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	0,08	0,11	0,10	0,00	0,23	0,15	0,07	0,11	0,18	0,11	0,21	0,13	0,21	0,15
MgO	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,94	0,93	0,93	1,01	1,05	1,00	1,04	0,88	0,89	1,14	0,97	1,16	1,17	1,17
K ₂ O	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02
Rb ₂ O	0,13	0,17	0,19	0,20	0,17	0,18	0,17	0,16	0,17	0,14	0,18	0,17	0,13	0,15
Cs ₂ O	0,30	0,27	0,24	0,38	0,21	0,20	0,23	0,18	0,16	0,14	0,10	0,15	0,13	0,15
BeO	15,11	15,69	15,44	15,42	15,19	15,34	15,82	15,81	15,42	15,04	15,61	15,69	15,56	15,57
Total	100,02	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,01	99,99	100,02	100,01	99,99	100,00
Si	5,84	5,80	5,81	5,83	5,84	5,83	5,79	5,80	5,81	5,85	5,79	5,80	5,80	5,80
Al	1,96	1,93	1,95	1,93	1,94	1,94	1,93	1,93	1,95	1,96	1,96	1,92	1,94	1,94
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,16	0,16	0,16	0,18	0,18	0,17	0,18	0,15	0,16	0,20	0,17	0,20	0,20	0,20
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Be	3,27	3,39	3,34	3,34	3,29	3,32	3,42	3,41	3,33	3,25	3,37	3,39	3,36	3,36

Tabla.8.2.8.4A-4. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilio de la pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

	Tercera zona intermedia													
Muestras	a48bPII-46	a48bPII-47	a48bPII-48	a48bPII-49	a48bPII-50	a48bPII-52	a48bPII-53	a48bPII-54	a48bPII-55	a48bPII-56	a48bPII-57	a48bPII-59	a48bPII-60	a48bPII-61
SiO ₂	64,18	64,28	64,59	64,74	64,01	64,80	65,09	65,08	65,71	64,58	64,78	65,03	64,62	65,50
Al ₂ O ₃	18,13	18,01	18,03	18,46	18,26	18,37	18,43	18,33	18,61	18,33	18,30	18,38	18,40	18,64
TiO ₂	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe ₂ O ₃	0,36	0,20	0,21	0,12	0,24	0,23	0,23	0,17	0,29	0,22	0,16	0,15	0,19	0,19
MgO	0,04	0,00	0,03	0,00	0,07	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
CaO	0,07	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,09	1,26	1,13	1,05	1,10	0,94	1,11	0,75	0,68	1,12	1,06	0,79	1,11	0,76
K ₂ O	0,04	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,01	0,04	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01
Rb ₂ O	0,15	0,18	0,19	0,12	0,14	0,17	0,12	0,12	0,16	0,19	0,17	0,15	0,16	0,17
Cs ₂ O	0,17	0,12	0,13	0,08	0,20	0,10	0,17	0,13	0,11	0,16	0,10	0,11	0,15	0,13
BeO	15,72	15,91	15,67	15,42	15,92	15,39	14,79	15,40	14,38	15,35	15,38	15,35	15,31	14,56
Total	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,02	99,99	100,00	100,01	100,02	100,00	99,99	100,01	99,99
Si	5,78	5,78	5,81	5,82	5,76	5,82	5,87	5,84	5,91	5,81	5,82	5,84	5,82	5,90
Al	1,92	1,91	1,91	1,95	1,94	1,95	1,96	1,94	1,97	1,94	1,94	1,94	1,95	1,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,19	0,22	0,20	0,18	0,19	0,16	0,19	0,13	0,12	0,20	0,18	0,14	0,19	0,13
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Be	3,40	3,44	3,38	3,33	3,44	3,32	3,20	3,32	3,11	3,32	3,32	3,31	3,31	3,15

Tabla.8.2.8.4A-5. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilo de la pegmatitas de tipo IV (A). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

	Tercera zona intermedia													
Muestras	a48bPII-62	a48bPII-63	a48bPII-65	a48bPII-66	a48bPII-67	a48bPII-69	a48bPII-70	a48bPII-71	a48bPII-72	a48bPII-73	a48bPII-74	a48bPII-75	a48bPII-76	a48bPII-77
SiO ₂	64,72	64,33	64,78	64,53	64,62	64,86	64,36	64,64	64,36	65,04	64,43	64,75	64,54	64,58
Al ₂ O ₃	18,21	18,27	18,22	18,20	18,44	18,38	18,50	18,25	18,12	18,08	18,24	18,38	18,05	18,36
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Fe ₂ O ₃	0,10	0,09	0,19	0,05	0,13	0,26	0,40	0,10	0,20	0,38	0,17	0,29	0,11	0,24
MgO	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
CaO	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
Na ₂ O	1,13	1,04	0,94	1,13	1,10	1,10	0,96	1,04	1,21	1,17	1,17	1,02	1,09	1,02
K ₂ O	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Rb ₂ O	0,17	0,18	0,15	0,17	0,15	0,20	0,20	0,16	0,17	0,15	0,16	0,20	0,21	0,14
Cs ₂ O	0,12	0,11	0,13	0,11	0,11	0,08	0,16	0,11	0,11	0,12	0,14	0,13	0,30	0,11
BeO	15,53	15,89	15,55	15,78	15,38	15,04	15,30	15,67	15,78	15,02	15,62	15,19	15,66	15,48
Total	100,00	99,98	100,00	100,00	100,01	99,99	100,01	100,01	99,99	100,02	100,00	100,00	100,00	99,99
Si	5,82	5,78	5,82	5,80	5,81	5,84	5,80	5,81	5,79	5,86	5,80	5,83	5,81	5,81
Al	1,93	1,93	1,93	1,93	1,95	1,95	1,96	1,93	1,92	1,92	1,93	1,95	1,91	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,20	0,18	0,16	0,20	0,19	0,19	0,17	0,18	0,21	0,20	0,20	0,18	0,19	0,18
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Be	3,35	3,43	3,36	3,40	3,32	3,25	3,31	3,38	3,41	3,25	3,38	3,29	3,39	3,34

Tabla 8.2.8-4C.-1. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de berilio de la pegmatita de tipo IV (C). Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 18 oxígenos. El berilio ha sido calculado por estequiometría.

	Primera zona intermedia												
Muestras	KK500I-1	KK500I-2	KK500I-3	KK500I-4	KK500I-5	KK500I-7	KK500I-8	KK500I-9	KK500I-10	KK500n-1	KK500n-2	KK500n-3	KK500n-4
SiO ₂	64,88	64,65	65,62	65,69	66,01	65,35	65,74	65,62	65,62	65,35	66,12	64,55	65,85
Al ₂ O ₃	17,56	17,3	17,98	17,95	17,97	17,41	17,96	17,78	17,74	17,64	17,8	17,53	17,97
TiO ₂	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0	0,02	0	0	0	0,02	0	0,03
Fe ₂ O ₃	0,3	0,18	0,26	0,15	0,19	0,21	0,18	0,16	0,24	0,28	0,2	0,36	0,37
MgO	0,01	0,01	0,04	0	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0	0,03	0,04	0,02
MnO	0	0	0,02	0,02	0	0,02	0	0	0	0	0	0,05	0,02
CaO	0	0	0	0,02	0	0	0	0,02	0,02	0	0	0,02	0
Na ₂ O	0,87	0,49	0,69	0,51	0,72	0,76	0,51	0,73	0,54	1,49	1,24	1,76	1,28
K ₂ O	0	0	0,03	0,02	0	0,01	0	0,02	0	0,01	0	0,02	0,02
Rb ₂ O	0,23	0,25	0,16	0,17	0,21	0,14	0,18	0,19	0,22	0,17	0,19	0,15	0,18
Cs ₂ O	0,1	0,09	0,03	0,1	0,04	0,05	0,1	0,1	0,04	0,1	0,09	0,18	0,22
BeO	13,5	13,46	13,66	13,67	13,74	13,6	13,68	13,66	13,66	13,6	13,76	13,44	13,71
Total	99,08	98,06	100,14	99,96	100,57	99,2	100,03	99,93	99,73	100,29	101,1	99,72	101,3
Si	6,00	5,78	6,00	6,01	6,01	6,03	6,01	6,01	6,02	5,99	6,00	5,97	5,98
Al	1,91	1,96	1,94	1,94	1,93	1,89	1,93	1,92	1,92	1,91	1,90	1,91	1,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03
Mg	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,16	0,11	0,12	0,09	0,13	0,14	0,09	0,13	0,10	0,26	0,22	0,32	0,23
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Be	3,00	3,40	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,01	3,01	2,99	3,00	2,98	2,99

Tabla.6.2.6.7a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de apatito asociados a las pegmatitas de tipo II en la parte oeste del campo. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12,5 aniones. El agua ha sido calculada por estequiometría.

Primera zona intermedia								
Muestras	GP13-38	GP13-39	GP13-40	GP13-41	GP13-42	GP13-43	GP13-44	GP13-45
P ₂ O ₅	42,42	42,30	42,34	42,16	42,42	42,30	42,34	42,16
SiO ₂	0,09	0,09	0,06	0,15	0,09	0,09	0,06	0,15
FeO	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,07	0,04	0,05	0,00	0,07	0,04	0,05	0,00
CaO	54,75	55,23	54,84	55,12	54,75	55,23	54,84	55,12
Na ₂ O	0,03	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
La ₂ O ₃	0,05	0,00	0,03	0,02	0,05	0,00	0,03	0,02
Ce ₂ O ₃	0,05	0,09	0,05	0,09	0,05	0,09	0,05	0,09
Nd ₂ O ₃	0,02	0,04	0,00	0,12	0,02	0,04	0,00	0,12
Eu ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,03
Gd ₂ O ₃	0,05	0,06	0,09	0,12	0,05	0,06	0,09	0,12
Sm ₂ O ₃	0,07	0,12	0,03	0,02	0,07	0,12	0,03	0,02
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	0,00	0,20	0,00	0,03	0,00	0,20	0,00	0,03
F	4,07	3,33	4,04	3,69	4,07	3,33	4,04	3,69
Cl	0,04	0,04	0,07	0,01	0,04	0,04	0,07	0,01
Total	101,72	101,61	101,72	101,59	101,72	101,61	101,72	101,59
F=O	1,71	1,40	1,70	1,55	1,71	1,40	1,70	1,55
Cl=O	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00
Total	100,00	100,20	100,00	100,03	100,00	100,20	100,00	100,03
P	2,89	2,89	2,89	2,88	2,89	2,89	2,89	2,88
Si	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	4,72	4,77	4,73	4,77	4,72	4,77	4,73	4,77
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	0,00	0,11	0,00	0,02	0,00	0,11	0,00	0,02
F	1,04	0,85	1,03	0,94	1,04	0,85	1,03	0,94
Cl	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00

Tabla.6.2.6.7b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de apatito asociados a las pegmatitas de tipo II en la parte oeste del campo. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12,5 aniones. El agua ha sido calculada por estequiometría.

Segunda zona intermedia								
Muestras	g9+8-22	g9+8-23	g9+8-29	g9+8-25	g9+8-26	g9+8-27	g9+8-28	g9+8-29
P ₂ O ₅	43,32	43,29	43,39	43,06	43,25	42,70	43,00	43,40
SiO ₂	0,16	0,10	0,07	0,14	0,26	0,04	0,06	0,09
FeO	0,03	0,04	0,09	0,03	0,06	0,05	0,01	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,60	0,62	0,67	0,34	0,28	0,67	0,38	0,44
CaO	55,61	55,59	55,54	55,64	55,67	53,99	54,33	55,59
La ₂ O ₃	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02	0,05	0,01	0,01
Ce ₂ O ₃	0,05	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,04	0,10
Nd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,06	0,03	0,06	0,11	0,03	0,05
Eu ₂ O ₃	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Gd ₂ O ₃	0,03	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm ₂ O ₃	0,06	0,07	0,03	0,00	0,05	0,08	0,00	0,02
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,03	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,04
K ₂ O	0,08	0,01	0,00	0,22	0,22	0,00	0,03	0,00
H ₂ O	1,82	1,75	1,82	1,57	1,79	0,00	0,10	1,68
F	0,00	0,16	0,00	0,42	0,00	3,92	3,50	0,23
Cl	0,03	0,01	0,03	0,20	0,15	0,04	0,12	0,12
Total	101,83	101,81	101,82	101,79	101,82	101,66	101,61	101,81
F=O	0,00	0,07	0,00	0,18	0,00	1,65	1,47	0,10
Cl=O	0,01	0,00	0,01	0,05	0,03	0,01	0,03	0,03
Total	101,82	101,74	101,81	101,57	101,79	100,00	100,11	101,69
<hr/>								
P	2,89	2,90	2,90	2,89	2,89	2,91	2,92	2,90
Si	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02	0,05	0,03	0,03
Ca	4,70	4,71	4,70	4,73	4,71	4,66	4,67	4,71
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
H	0,96	0,92	0,96	0,83	0,94	0,00	0,05	0,89
F	0,00	0,04	0,00	0,11	0,00	1,00	0,89	0,06
Cl	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02

Tabla.8.2.8-7a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de apatito en las pegmatitas de tipo IV. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12,5 aniones. El agua ha sido calculada por estequiometría.

Muestras	Zona de Borde							Primera Zona intermedia		
	A40A-3	A40A-4	A40A-5	A40A-6	A40A-7	A40A-9	A40A-10	A41A-14	A41A-15	A41A-16
P ₂ O ₅	42,11	42,37	41,76	42,49	42,11	41,65	41,84	42,12	41,92	43,09
SiO ₂	0,01	0,02	0,04	0,01	0,00	0,06	0,08	0,00	0,05	0,06
FeO	0,05	0,09	0,06	0,11	0,04	0,05	0,10	0,09	0,05	0,08
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	2,51	2,48	1,65	1,62	1,98	1,53	1,94	2,45	1,92	2,00
CaO	52,56	52,16	54,36	53,40	53,48	53,25	52,95	53,08	52,99	54,58
La ₂ O ₃	0,06	0,06	0,06	0,00	0,04	0,01	0,06	0,04	0,00	0,00
Ce ₂ O ₃	0,14	0,04	0,04	0,07	0,05	0,01	0,02	0,05	0,01	0,03
Nd ₂ O ₃	0,08	0,06	0,02	0,01	0,00	0,06	0,00	0,05	0,00	0,00
Eu ₂ O ₃	0,02	0,11	0,14	0,01	0,04	0,02	0,16	0,00	0,05	0,02
Gd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,10	0,06	0,00	0,00	0,11	0,04	0,08
Sm ₂ O ₃	0,01	0,04	0,05	0,11	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,02
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01	0,00	0,02
H ₂ O	0,00	0,00	0,33	0,10	0,01	0,00	0,00	0,53	0,00	1,80
F	4,24	4,41	3,06	3,55	3,72	5,68	4,84	2,60	5,11	0,04
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00
Total	101,79	101,86	101,62	101,59	101,58	102,39	102,04	101,26	102,15	101,82
F=O	1,79	1,86	1,29	1,49	1,57	2,39	2,04	1,09	2,15	0,02
Cl=O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	100,00	100,00	100,33	100,09	100,01	100,00	100,00	100,15	100,00	101,80
P	2,88	2,89	2,86	2,90	2,89	2,83	2,86	2,89	2,85	2,89
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,17	0,17	0,11	0,11	0,14	0,10	0,13	0,17	0,13	0,13
Ca	4,56	4,51	4,72	4,62	4,64	4,58	4,58	4,60	4,57	4,63
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	0,00	0,00	0,18	0,05	0,01	0,00	0,00	0,29	0,00	0,95
F	1,08	1,13	0,78	0,91	0,95	1,44	1,23	0,67	1,30	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00

Tabla.8.2.8-7b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de apatito en las pegmatitas de tipo IV. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12,5 aniones. El agua ha sido calculada por estequiometría.

Primera zona intermedia										
Muestras	A41A-17	A41A-18	A41A-19	A41A-20	A41A-21	A41A-22	A41A-23	A41A-24	A41A-25	A41A-26
P ₂ O ₅	43,26	42,38	41,94	42,75	42,90	43,32	43,29	43,39	42,06	42,25
SiO ₂	0,08	0,03	0,05	0,08	0,12	0,16	0,10	0,07	0,14	0,26
FeO	0,08	0,01	0,00	0,03	0,04	0,03	0,04	0,09	0,03	0,06
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	1,93	1,81	1,89	1,82	0,54	0,60	0,62	0,67	0,34	0,28
CaO	54,05	52,91	52,98	55,01	55,99	55,61	55,59	55,54	55,64	55,67
La ₂ O ₃	0,03	0,02	0,07	0,08	0,04	0,00	0,01	0,04	0,03	0,02
Ce ₂ O ₃	0,00	0,02	0,04	0,02	0,11	0,05	0,00	0,04	0,06	0,00
Nd ₂ O ₃	0,15	0,05	0,06	0,05	0,13	0,00	0,00	0,06	0,03	0,06
Eu ₂ O ₃	0,11	0,01	0,08	0,07	0,00	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00
Gd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,06	0,00	0,01	0,00
Sm ₂ O ₃	0,05	0,03	0,03	0,00	0,04	0,06	0,07	0,03	0,00	0,05
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,11	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,04	0,01
K ₂ O	0,10	0,03	0,01	0,03	0,02	0,08	0,01	0,00	0,22	0,22
H ₂ O	1,81	0,00	0,00	1,81	1,81	1,82	1,75	1,82	1,57	1,79
F	0,00	4,58	4,92	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,42	0,00
Cl	0,04	0,02	0,00	0,00	0,05	0,03	0,01	0,03	0,20	0,15
Total	101,82	101,93	102,07	101,81	101,82	101,83	101,81	101,82	100,79	100,82
F=O	0,00	1,93	2,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,18	0,00
Cl=O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,05	0,03
Total	101,81	100,00	100,00	101,81	101,81	101,82	101,74	101,81	100,57	100,79
P	2,90	2,89	2,86	2,87	2,88	2,89	2,90	2,90	2,86	2,86
Si	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,13	0,12	0,13	0,12	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,02
Ca	4,59	4,56	4,57	4,68	4,75	4,70	4,71	4,70	4,79	4,77
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02
H	0,96	0,00	0,00	0,96	0,96	0,96	0,92	0,96	0,84	0,96
F	0,00	1,17	1,25	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,11	0,00
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02

Tabla.8.2.8-7c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de apatito en las pegmatitas de tipo IV. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12,5 aniones. El agua ha sido calculada por estequiometría.

Primera zona intermedia				Segunda zona intermedia			
Muestras	A41A-27	A41A-28	A41A-29	A38a-15	A38a-18	A38a-19	A38a-20
P ₂ O ₅	42,70	43,00	42,40	41,92	42,38	41,94	42,75
SiO ₂	0,04	0,06	0,09	0,05	0,03	0,05	0,08
FeO	0,05	0,01	0,02	0,05	0,01	0,00	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,67	0,38	0,44	1,92	1,81	1,89	1,82
CaO	53,99	54,33	55,59	52,99	52,91	52,98	55,01
La ₂ O ₃	0,05	0,01	0,01	0,00	0,02	0,07	0,08
Ce ₂ O ₃	0,00	0,04	0,10	0,01	0,02	0,04	0,02
Nd ₂ O ₃	0,11	0,03	0,05	0,00	0,05	0,06	0,05
Eu ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,05	0,01	0,08	0,07
Gd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05
Sm ₂ O ₃	0,08	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03
H ₂ O	0,00	0,10	1,68	0,00	0,00	0,00	1,81
F	3,92	3,50	0,23	5,11	4,58	4,92	0,00
Cl	0,04	0,12	0,12	0,00	0,02	0,00	0,00
Total	101,66	101,61	100,80	102,16	101,92	102,07	101,80
F=O	1,65	1,47	0,10	2,15	1,93	2,07	0,00
Cl=O	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,00	100,11	100,68	100,01	99,99	100,00	101,80
P	2,91	2,92	2,87	2,85	2,89	2,86	2,87
Si	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,05	0,03	0,03	0,13	0,12	0,13	0,12
Ca	4,66	4,67	4,77	4,57	4,56	4,57	4,68
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	0,00	0,05	0,90	0,00	0,00	0,00	0,96
F	1,00	0,89	0,06	1,30	1,17	1,25	0,00
Cl	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.9.2.9-7b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de apatito de las pegmatitas de tipo V. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 12,5 aniones. El agua ha sido calculada por estequiometría.

<i>Segunda zona intermedia</i>										
Muestras	k100b-4-36	k100b-4-37	k100b-4-38	k100b-ap	k100b-ap-12	k100b-ap-13	k100b-ap-14	k100b-ap-15	k100b-ap-15	k100b-ap-15
P ₂ O ₅	45,26	46,73	45,48	42,16	42,16	42,81	42,60	42,65	42,25	42,77
SiO ₂	0,24	0,01	0,00	0,05	0,02	0,02	0,04	0,05	0,05	0,07
FeO	0,00	0,08	0,29	0,43	0,02	0,04	0,07	0,03	0,04	0,01
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	2,35	2,39	2,34	1,43	1,50	1,49	1,28	1,29	1,23	1,34
CaO	50,73	49,42	53,34	53,30	53,23	53,30	53,34	54,05	53,92	54,11
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce ₂ O ₃	0,04	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd ₂ O ₃	0,08	0,29	0,43	0,02	0,04	0,07	0,03	0,04	0,01	0,00
Sm ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,22	0,07	0,06	0,02	0,00	0,05	0,03	0,02	0,02	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	16,38	5,87	12,95	9,20	12,68	10,37	13,52	10,37	11,18	12,53
Cl	0,09	0,00	0,00	0,06	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03
Total	115,39	104,90	114,60	106,24	109,65	108,13	110,87	108,50	108,68	110,85
F=O	6,90	2,47	5,45	3,87	5,34	4,37	5,69	4,37	4,71	5,28
Cl=O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	108,47	102,43	109,15	102,35	104,31	103,76	105,17	104,13	103,97	105,57
P	2,68	3,02	2,73	2,75	2,66	2,74	2,65	2,72	2,69	2,67
Si	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,14	0,15	0,14	0,09	0,09	0,10	0,08	0,08	0,08	0,08
Ca	3,80	4,04	4,05	4,40	4,25	4,31	4,20	4,36	4,35	4,27
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	3,62	1,42	2,90	2,24	2,99	2,48	3,14	2,47	2,66	2,92
Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8.4C12-a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de montebrasita asociada a la pegmatita de tipo IV (C) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Primera zona intermedia								
Muestras	kk5000s-15	kk5000s-16	kk5000s-17	kk5000s-18	kk5000s-20	kk5000s-21	kk5000s-22	kk5000s-24
SiO ₂	0,02	0,15	0,05	0,07	0,02	0,05	0,18	0,01
Al ₂ O ₃	35,80	35,84	33,06	35,84	35,74	34,88	35,84	35,74
FeO	0,08	0,32	0,10	0,11	0,18	0,34	0,31	0,27
MgO	0,01	0,00	0,00	0,01	0	0,02	0	0
MnO	0,00	0,03	0,00	0,10	0,03	0	0,01	0,05
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0	0	0
Li ₂ O	10,47	10,39	9,65	10,44	10,42	10,12	10,39	10,40
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0	0,01	0	0
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0	0,01
P ₂ O ₅	49,65	50,09	49,58	50,13	50,03	48,38	50,25	49,07
F	0,42	0,36	0,39	0,15	0,65	0,24	0,98	0,12
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0
H ₂ O	6,12	6,16	5,65	6,26	6,00	6,04	5,86	6,25
TOTAL	85,99	86,80	83,20	86,49	86,70	83,94	87,63	85,32
Eq O=F	0,18	0,15	0,16	0,06	0,27	0,10	0,41	0,05
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	102,40	103,20	98,34	103,12	102,85	100,01	103,47	101,93
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	1,20	1,20	1,15	1,20	1,20	1,20	1,19	1,21
Fe	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	1,20	1,18	1,15	1,19	1,19	1,19	1,18	1,20
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,20	1,20	1,24	1,20	1,20	1,20	1,20	1,19
F	0,04	0,03	0,04	0,01	0,06	0,02	0,09	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,16	1,16	1,12	1,18	1,14	1,18	1,11	1,20

Tabla.8.2.8.4C.12-b. análisis químico por microsonda electrónica de cristales de montebrasita asociada a la pegmatita de tipo IV (C) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Primera zona intermedia								
Muestras	kk5000s-15	kk5000s-16	kk5000s-17	kk5000s-18	kk5000s-20	kk5000s-21	kk5000s-22	kk5000s-24
SiO ₂	0,02	0,15	0,05	0,07	0,02	0,05	0,18	0,01
Al ₂ O ₃	35,80	35,84	33,06	35,84	35,74	34,88	35,84	35,74
FeO	0,08	0,32	0,10	0,11	0,18	0,34	0,31	0,27
MgO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
MnO	0,00	0,03	0,00	0,10	0,03	0,00	0,01	0,05
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O	10,47	10,39	9,65	10,44	10,42	10,12	10,39	10,40
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
P ₂ O ₅	49,65	50,09	49,58	50,13	50,03	48,38	50,25	49,07
F	0,42	0,36	0,39	0,15	0,65	0,24	0,98	0,12
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	6,12	6,16	5,65	6,26	6,00	6,04	5,86	6,25
TOTAL	85,99	86,80	83,20	86,49	86,70	83,94	87,63	85,32
Eq O=F	0,18	0,15	0,16	0,06	0,27	0,10	0,41	0,05
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	102,40	103,20	98,34	103,12	102,85	100,01	103,47	101,93
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	1,20	1,20	1,15	1,20	1,20	1,20	1,19	1,21
Fe	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	1,20	1,18	1,15	1,19	1,19	1,19	1,18	1,20
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,20	1,20	1,24	1,20	1,20	1,20	1,20	1,19
F	0,04	0,03	0,04	0,01	0,06	0,02	0,09	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,16	1,16	1,12	1,18	1,14	1,18	1,11	1,20

Tabla.8.2.8.4C.12c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de montebrasita asociada a la pegmatita de tipo IV (C) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia								
Muestras	kk500u-a-13	kk500u-a-14	kk500u-a-15	kk500u-a-16	kk500u-a-17	kk500u-a-19	kk500u-a-20	kk500u-a-21
SiO ₂	0,04	0,04	0,03	0,02	0,06	0,03	0,04	0,07
Al ₂ O ₃	35,33	35,8	35,36	35,7	35,36	35,65	35,51	31,5
FeO	0,1	0,18	0,12	0,15	0,16	0,18	0,16	4,14
MgO	0	0	0,02	0,02	0	0	0	0,15
MnO	0	0,09	0,06	0,04	0,11	0,08	0,01	0,33
CaO	0,01	0	0,01	0	0,02	0	0,02	0,24
Li ₂ O	10,32	10,42	10,31	10,41	10,28	10,38	10,36	8,14
Na ₂ O	0	0,01	0	0	0	0,02	0	0,04
K ₂ O	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0,02
P ₂ O ₅	50,03	50,23	50,18	50,11	49,98	49,74	50,1	48,02
F	0,51	0,76	0,58	0,57	0,55	0,62	0,65	0,32
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0
H ₂ O	6,00	5,96	5,97	6,03	5,98	6,00	5,96	5,41
TOTAL	86,02	87,11	86,37	86,61	86,24	86,32	86,49	84,84
Eq O=F	0,21	0,32	0,24	0,24	0,23	0,26	0,27	0,13
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	102,12	103,17	102,40	102,81	102,27	102,43	102,53	98,26
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,19	1,19	1,19	1,19	1,19	1,20	1,19	1,13
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Li	1,19	1,19	1,18	1,19	1,18	1,19	1,19	1,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,21	1,20	1,21	1,20	1,21	1,20	1,21	1,24
F	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,03
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,14	1,13	1,14	1,14	1,14	1,14	1,13	1,10

Tabla.9.2.9-13a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de ambligonita asociada a la pegmatita de tipoV del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia										
Muestras	K100J-1	K100J-2	K100J-3	K100J-4	K100J-5	K100J-6	K100J-7	K100J-8	K100J-9	K100J-10
SiO2	0,06	0,02	0,07	0,05	0,07	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04
Al2O3	35,38	35,52	35,69	35,80	36,04	35,76	35,64	36,02	36,09	35,59
FeO	0,02	0,03	0,05	0,06	0,00	0,06	0,00	0,02	0,12	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
MnO	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02	0,04
CaO	0,02	0,03	0,32	0,77	0,02	0,01	0,00	0,95	0,00	0,01
Li2O	10,33	10,38	10,34	10,26	10,52	10,45	10,42	10,27	10,51	10,40
Na2O	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00
K2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
P2O5	50,95	49,89	50,18	49,77	49,57	49,52	49,67	48,87	50,63	50,02
F	7,64	8,10	5,85	7,48	7,37	7,67	7,95	8,13	7,56	7,72
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H2O	2,63	2,43	3,53	2,78	2,87	2,68	2,53	2,51	2,79	2,63
Suma	94,14	93,65	92,16	93,94	93,12	93,06	93,36	94,09	94,52	93,44
Eq O=F	3,22	3,41	2,46	3,15	3,10	3,23	3,35	3,42	3,18	3,25
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	103,87	103,05	103,57	103,82	103,41	102,96	102,96	103,44	104,64	103,22
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,18	1,19	1,19	1,20	1,21	1,20	1,20	1,21	1,19	1,19
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Li	1,17	1,19	1,18	1,17	1,20	1,20	1,20	1,18	1,19	1,19
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,22	1,20	1,20	1,20	1,19	1,20	1,20	1,18	1,20	1,21
F	0,68	0,73	0,52	0,67	0,66	0,69	0,72	0,73	0,67	0,69
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	0,50	0,46	0,67	0,53	0,54	0,51	0,48	0,48	0,52	0,50

Tabla.9.2.9.13b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de amblygonita asociada a la pegmatita de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia										
Muestras	K100J-11	K100J-12	K100J-13	K100J-14	K100J-15	K100J-2	K100J-3	K100J-4	K100J-6	K100J-7
SiO ₂	0,06	0,04	0,22	0,05	0,03	0,06	0,05	0,07	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	36,07	36,08	35,49	35,58	36,01	35,64	35,74	35,94	35,86	36,16
FeO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,03
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
MnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
CaO	0,01	0,01	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Li ₂ O	10,54	10,56	10,30	10,40	10,53	10,42	10,44	10,50	10,48	10,57
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
P ₂ O ₅	49,24	49,32	49,55	50,05	50,05	52,45	52,60	51,79	52,22	51,91
F	7,10	7,46	6,85	7,65	8,09	7,49	7,15	6,45	7,65	7,58
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	3,00	2,84	3,02	2,66	2,53	2,74	2,92	3,29	2,71	2,79
Suma	92,50	92,92	92,31	93,36	94,26	95,69	95,63	94,31	95,82	95,72
Eq O=F	2,99	3,14	2,88	3,22	3,41	3,15	3,01	2,72	3,22	3,19
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	103,06	103,18	102,75	103,20	103,90	105,70	105,98	105,38	105,79	105,90
Si	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,21	1,21	1,20	1,19	1,20	1,17	1,17	1,18	1,17	1,18
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	1,21	1,21	1,18	1,19	1,20	1,16	1,16	1,17	1,17	1,18
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,19	1,19	1,20	1,21	1,20	1,23	1,23	1,22	1,23	1,22
F	0,64	0,67	0,62	0,69	0,72	0,66	0,63	0,57	0,67	0,66
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	0,57	0,54	0,58	0,50	0,48	0,51	0,54	0,61	0,50	0,52

Tabla.8.2.8.11a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de montebrasita asociada a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Primera zona intermedia									
Muestras	a14c-b2	a14c-b3	a14c-b4	a14c-b5	a14c-a7	a14c-a8	a14c-a9	a14c-a10	a14c-a11
SiO ₂	0,09	0,05	0,04	0,15	0,07	0,05	0,06	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	35,65	34,80	35,62	35,13	34,86	35,50	35,13	35,44	35,05
FeO	0,02	0,02	0,09	0,09	0,06	0,01	0,06	0,03	0,01
MgO	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0	0,01
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	0,04
CaO	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04	0,02
Li ₂ O	10,41	10,16	10,41	10,21	10,16	10,39	10,25	10,34	10,24
Na ₂ O	0,00	0,03	0,01	0,03	0,03	0,00	0,01	0,04	0
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01
P ₂ O ₅	49,83	50,57	49,88	50,16	50,21	50,36	50,86	50,59	50,29
F	2,72	1,77	2,44	2,73	2,89	2,52	2,25	2,32	2,4
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0
H ₂ O	5,01	5,31	5,13	4,91	4,79	5,07	5,14	5,16	5,05
Suma	88,33	87,27	88,09	88,32	88,18	88,44	88,44	88,52	87,88
Eq O=F	1,15	0,75	1,03	1,15	1,22	1,06	0,95	0,98	1,01
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	102,60	101,99	102,60	102,29	101,90	102,84	102,88	103,04	102,16
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,20	1,17	1,20	1,18	1,18	1,19	1,18	1,18	1,18
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	1,19	1,17	1,19	1,17	1,17	1,19	1,17	1,18	1,18
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,24	0,16	0,22	0,25	0,26	0,23	0,20	0,21	0,22
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,20	1,23	1,20	1,21	1,22	1,21	1,22	1,21	1,22
H	0,95	1,01	0,98	0,94	0,92	0,96	0,97	0,98	0,96

Tabla.8.2.8.11b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de montebrasita asociada a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a17a1-b 32	a17a1-b 33	a17a1-b-34	a17a1-b35	a17a1-b 36	a17a1-b 37	a17a1-b 38	a17a1-b 39	a17a1-b 40
SiO ₂	0,05	0,04	0,10	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	34,06	32,84	33,74	34,88	34,49	34,98	35,02	34,29	34,81
FeO	0,00	3,36	0,09	0,07	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02
MgO	0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
MnO	0,15	0,76	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03
CaO	0,28	0,99	0,13	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03	0,00
Li ₂ O	9,83	8,44	9,78	10,17	10,09	10,22	10,02	10,01	10,18
Na ₂ O	0,03	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,44	0,01	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
P ₂ O ₅	49,58	47,13	50,03	48,38	50,17	46,02	50,19	49,64	49,25
F	4,28	4,71	4,38	3,76	4,33	3,19	4,29	4,09	3,80
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	3,99	3,57	3,88	4,38	4,04	4,66	4,15	4,12	4,35
Suma	88,46	89,95	88,57	87,24	89,06	84,32	90,04	88,16	87,95
Eq O=F	1,80	1,98	1,84	1,58	1,82	1,34	1,81	1,72	1,60
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	100,48	99,97	100,39	100,20	101,36	97,86	102,41	100,57	100,87
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,17	1,17	1,16	1,20	1,17	1,23	1,18	1,18	1,19
Fe	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	1,15	1,02	1,15	1,20	1,17	1,23	1,15	1,17	1,19
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,22	1,20	1,24	1,20	1,23	1,17	1,22	1,22	1,21
F	0,39	0,45	0,40	0,35	0,40	0,30	0,39	0,38	0,35
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	0,78	0,72	0,76	0,85	0,78	0,93	0,79	0,80	0,84

Tabla.8.2.8.11c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de montebrasita asociada a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a10f-a -18	a10f-a -19	a10f-a 20	a10fb -21	a10fb-22	a10fb- 23	a10fb -24	a10fb -25	a10fb- 26
SiO ₂	0,06	0,02	0,09	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	35,67	36,00	35,05	35,00	35,67	35,90	35,32	36,17	35,64
FeO	0,15	0,07	0,23	0,16	0,25	0,17	0,07	0,07	0,06
MgO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
CaO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01
Li ₂ O	10,41	10,50	10,20	10,20	10,37	10,48	10,33	10,57	10,42
Na ₂ O	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	52,24	52,76	52,26	53,04	52,97	51,88	52,68	52,22	51,71
F	0,79	1,57	0,83	0,81	0,55	0,72	0,86	1,36	0,57
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	5,92	5,61	5,79	5,80	6,04	6,00	5,83	5,74	6,02
Suma	88,91	90,47	88,48	89,13	89,56	88,71	88,96	89,88	88,03
Eq O=F	0,33	0,66	0,35	0,34	0,23	0,30	0,36	0,57	0,24
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	104,91	105,92	104,12	104,78	105,73	104,88	104,75	105,62	104,23
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,17	1,17	1,16	1,15	1,16	1,18	1,16	1,18	1,17
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	1,16	1,16	1,15	1,14	1,15	1,17	1,16	1,17	1,17
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,23	1,23	1,24	1,25	1,24	1,22	1,24	1,22	1,22
F	0,07	0,14	0,07	0,07	0,05	0,06	0,08	0,12	0,05
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,10	1,03	1,08	1,08	1,11	1,11	1,08	1,06	1,12

Tabla.8.2.8.11d. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de montebrasita asociada a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a45f-16	a45f-17	a45f-18	a45f-19	a45f-20	a45f-21	a45f-22	a45f-23	a45f-b-24
SiO ₂	0,07	0,00	0,01	0,93	0,00	0,05	0,06	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	35,87	35,95	36,08	35,99	35,83	35,72	35,70	35,80	35,97
FeO	0,09	0,05	0,07	0,08	0,03	0,05	0,03	0,10	0,06
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	0,01	0,05	0,03	0,04	0,05	0,01	0,01	0,03	0,36
Li ₂ O	10,47	10,51	10,55	10,26	10,47	10,41	10,44	10,45	10,40
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,06	0,00	0,01	0,03
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,11	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
P ₂ O ₅	49,69	50,24	50,25	50,42	49,07	50,51	50,17	50,82	50,96
F	2,16	2,55	2,85	2,19	1,50	2,21	1,71	1,61	3,44
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	5,31	5,14	5,02	5,32	5,61	5,26	5,49	5,56	4,72
Suma	87,89	88,85	89,30	89,79	86,51	88,61	87,67	88,42	90,86
Eq O=F	0,91	1,07	1,20	0,92	0,63	0,93	0,72	0,68	1,45
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	102,76	103,43	103,67	104,44	101,96	103,35	102,88	103,75	104,54
Si	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,20	1,20	1,20	1,19	1,21	1,19	1,19	1,19	1,19
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Li	1,20	1,19	1,20	1,16	1,21	1,18	1,19	1,18	1,17
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,20	1,20	1,20	1,20	1,19	1,21	1,20	1,21	1,21
F	0,19	0,23	0,25	0,19	0,14	0,20	0,15	0,14	0,30
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,01	0,97	0,95	0,99	1,07	0,99	1,04	1,04	0,88

Tabla.8.2.8.11e. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de montebrasita asociada a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia									
Muestras	a45f-b-25	a45f-b-26	a45f-b-27	a45f-b-28	a45f-b-29	a45f-b-30	a32c1-e -22	a32c1-e -23	a32c1-e -24
SiO ₂	0,03	0,07	0,01	0,01	0,02	0,07	0,04	0,09	0,02
Al ₂ O ₃	35,84	35,82	35,38	35,73	35,80	35,84	35,7	33,98	34,83
FeO	0,00	0,03	0	0,03	0,01	0,08	0,18	0,62	0,23
MgO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00
MnO	0,00	0,00	0	0,02	0,00	0,00	0,04	1,42	1,58
CaO	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,08	0,7	0,17
Li ₂ O	10,27	10,47	10,36	10,45	10,47	10,46	10,38	9,29	9,76
Na ₂ O	0,44	0,00	0	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,01	0,03	0	0,01	0,03	0,01	0	0,08	0,05
P ₂ O ₅	49,40	49,06	48,94	49,93	49,65	50,09	49,72	47,7	48,73
F	4,79	3,46	4,03	4,08	4,68	3,69	0,72	0,97	2,20
Cl	0,00	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0	0	0,00
H ₂ O	4,06	4,68	4,34	4,38	4,10	4,58	5,96	5,54	5,11
Suma	90,54	88,46	88,40	89,82	90,20	89,80	86,49	85,60	87,83
Eq O=F	2,02	1,46	1,70	1,72	1,97	1,55	0,30	0,41	0,93
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	102,85	102,15	101,40	102,93	102,81	103,29	102,52	100,02	101,77
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,21	1,21	1,20	1,20	1,20	1,20	1,20	1,19	1,19
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Li	1,18	1,21	1,20	1,20	1,20	1,19	1,19	1,11	1,14
Na	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,19	1,19	1,20	1,20	1,20	1,20	1,20	1,20	1,20
F	0,43	0,31	0,37	0,37	0,42	0,33	0,06	0,09	0,20
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	0,77	0,90	0,84	0,83	0,78	0,87	1,13	1,10	0,99

Tabla.8.2.8.11f. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de montebrasita asociada a la pegmatita de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. El litio ha sido calculado por estequiometría.

Segunda zona intermedia								
Muestras	a32c1-e -25	a32c1-e -26	a32c1-e -27	a32c1-28	a32c1-30	a32c1-31	a32c1-32	a32c1-33
SiO ₂	0,05	0,12	0,18	0,11	0,01	0,04	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	34,97	35,46	34,76	34,79	35,82	34,63	35,83	35,28
FeO	0,15	0,1	0,12	0,52	0,16	0,40	0,15	0,17
MgO	0,01	0,02	0	0	0,01	0,00	0,00	0,01
MnO	0,01	0,06	0,09	0,18	0,03	0,63	0,07	0,25
CaO	0,04	0,03	0,03	1,09	0,00	0,41	0,20	0,08
Li ₂ O	10,19	10,30	10,08	9,73	10,45	9,80	10,39	10,22
Na ₂ O	0,00	0,02	0,01	0	0,00	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,03	0	0,00	0,03	0,00	0,01
P ₂ O ₅	49,86	48,17	48,2	47,2	49,56	48,29	48,64	48,65
F	0,58	0,55	0,44	1,16	1,82	1,48	1,15	1,56
Cl	0,00	0	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	5,90	6,00	5,93	5,59	5,46	5,41	5,78	5,49
Suma	85,67	84,56	83,85	85,05	87,42	85,93	86,10	86,04
Eq O=F	0,24	0,23	0,19	0,49	0,77	0,62	0,48	0,66
Eq O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	101,51	100,63	99,67	99,89	102,57	100,52	101,78	101,09
Si	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,18	1,21	1,20	1,21	1,20	1,19	1,21	1,20
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00
Li	1,18	1,20	1,19	1,15	1,20	1,15	1,20	1,19
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,21	1,18	1,20	1,18	1,20	1,20	1,18	1,19
F	0,05	0,05	0,04	0,11	0,16	0,14	0,10	0,14
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,13	1,16	1,16	1,10	1,04	1,06	1,11	1,06

Tabla.4.2.8-8f. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de ferrisicklerita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 1 P. El litio ha sido calculado por estequiometría.

<i>Segunda zona intermedia</i>					
Muestras	a32c1-53	a32c1-55	A29p31	A29p44	A29p45
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	36,19	35,80	41,06	41,20	40,68
MgO	0,79	0,63	1,58	1,51	1,55
MnO	14,39	14,34	9,48	10,27	9,77
CaO	0,15	0,43	0,43	0,06	0,24
Li ₂ O	1,83	2,44	2,42	2,90	2,56
Na ₂ O	0,22	0,00	0,15	0,12	0,16
K ₂ O	0,07	0,03	0,02	0,06	0,39
P ₂ O ₅	45,92	46,36	45,68	46,68	45,78
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,56	100,03	100,83	102,79	101,13
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,56	100,03	100,83	102,79	101,13
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,70	0,69	0,73	0,71	0,72
Mg	0,03	0,02	0,06	0,06	0,06
Mn	0,31	0,31	0,21	0,22	0,21
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Li	0,19	0,25	0,25	0,30	0,27
Na	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
P	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
F	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8-b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de ferrisicklerita asociada a las pegmatitas de tipo IV (B) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 1 P. El litio ha sido calculado por estequiometría.

<i>Segunda zona intermedia</i>					
Muestras	b1b-fsk-38	b1b-fsk-39	b1b-fsk-41	b1b-fsk-42	b1b-fsk-43
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃	36,91	36,29	36,32	36,63	36,07
MgO	1,61	1,59	1,63	1,65	1,64
MnO	11,32	11,25	11,16	10,99	11,40
CaO	0,21	0,03	0,05	0,15	0,04
Li ₂ O	3,08	3,08	3,18	2,69	3,09
Na ₂ O	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03
K ₂ O	0,06	0,08	0,09	0,06	0,12
P ₂ O ₅	47,34	46,59	46,76	46,24	46,63
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,55	98,94	99,19	98,41	99,04
O=F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,55	98,94	99,19	98,41	99,04
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,69	0,69	0,69	0,70	0,69
Mg	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Mn	0,24	0,24	0,24	0,24	0,24
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Li	0,31	0,31	0,32	0,28	0,31
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
F	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8.14a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 fosforos. El Fe^{2+} y Fe^{3+} son calculados por estequiometría y balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A28 A pl1 allu	A28 A pl1 allu	A28 A pl1 allu	A28 A pl1 allu	A28 A pl1 allu	A28 A pl2 allu
P ₂ O ₅	43,44	43,72	43,48	44,63	43,12	44,35
FeO	6,86	11,27	7,01	0,34	4,70	2,53
Fe ₂ O ₃	25,86	24,72	26,94	33,85	28,51	32,28
MnO	10,95	10,10	10,33	9,51	9,61	9,65
MgO	1,52	1,96	1,84	1,48	2,25	1,43
Al ₂ O ₃	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	3,00	0,85	1,27	1,72	1,03	1,53
Na ₂ O	5,50	5,97	6,25	6,24	5,81	5,76
K ₂ O	0,00	0,01	0,04	0,04	0,68	0,38
Total	97,22	98,62	97,16	97,82	95,71	97,91
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,47	0,76	0,48	0,02	0,32	0,17
Fe ³⁺	1,59	1,51	1,65	2,02	1,76	1,94
Mn	0,76	0,69	0,71	0,64	0,67	0,65
Mg	0,18	0,24	0,22	0,18	0,28	0,17
Al	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,26	0,07	0,11	0,15	0,09	0,13
Na	0,87	0,94	0,99	0,96	0,92	0,89
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,04
<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A28 A pl2 allu	A28 A pl2	A28 A pl2 allu	A28 A pl3	A28 A pl3	A28 A pl3
P ₂ O ₅	43,75	32,80	42,99	45,12	43,81	42,93
FeO	2,19	33,99	3,61	0,81	5,63	4,87
Fe ₂ O ₃	32,02	1,73	31,07	34,64	28,91	26,14
MnO	9,28	4,58	8,82	9,44	9,79	10,89
MgO	1,36	2,25	1,41	2,13	2,06	1,91
Al ₂ O ₃	0,00	0,05	0,01	0,04	0,00	0,00
CaO	1,58	1,82	1,40	0,21	1,36	3,78
Na ₂ O	5,82	1,95	5,53	6,23	5,63	4,96
K ₂ O	0,57	0,17	0,08	0,00	0,01	0,01
Total	96,58	79,35	94,92	98,63	97,21	95,49
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,15	3,07	0,25	0,05	0,38	0,34
Fe ³⁺	1,95	0,14	1,93	2,05	1,76	1,62
Mn	0,64	0,42	0,62	0,63	0,67	0,76
Mg	0,16	0,36	0,17	0,25	0,25	0,24
Al	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,14	0,21	0,12	0,02	0,12	0,33
Na	0,91	0,41	0,88	0,95	0,88	0,79
K	0,06	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8.14b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 fosforos. El Fe^{2+} y Fe^{3+} , han sido calculados por estequiometría y balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A28 A p 5 allu	A 29 pl 1 allu	A 29 pl 1 allu	A 29 pl 1 allu	A 29 pl 1 allu	A 29 pl 2 allu
P ₂ O ₅	44,32	44,10	42,01	43,45	43,42	43,81
FeO	4,84	5,18	6,01	4,43	1,56	5,18
Fe ₂ O ₃	32,14	29,24	22,29	28,26	27,31	29,73
MnO	9,71	12,25	15,62	12,53	15,09	9,99
MgO	1,10	0,81	0,53	0,76	0,41	1,32
Al ₂ O ₃	0,09	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	0,39	0,82	2,38	1,38	1,80	1,41
Na ₂ O	5,63	6,40	6,72	6,47	7,81	5,97
K ₂ O	0,12	0,00	0,11	0,11	0,17	0,04
Total	98,33	98,79	95,68	97,40	97,59	97,45
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,32	0,35	0,42	0,30	0,11	0,35
Fe ³⁺	1,93	1,77	1,41	1,73	1,68	1,81
Mn	0,66	0,83	1,12	0,87	1,04	0,68
Mg	0,13	0,10	0,07	0,09	0,05	0,16
Al	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,07	0,22	0,12	0,16	0,12
Na	0,87	1,00	1,10	1,02	1,24	0,94
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A 29 pl 2 allu	A 29 pl 4 allu	A 29 pl 4 allu	A33A pl 1 allu	A33A pl2 allua	A33A pl2 allu
P ₂ O ₅	44,28	44,04	44,40	42,96	42,43	43,43
FeO	4,95	4,59	2,54	6,81	13,90	9,02
Fe ₂ O ₃	31,49	31,66	33,52	27,99	23,58	26,56
MnO	9,27	8,97	9,81	10,76	6,00	7,23
MgO	1,45	1,40	0,95	0,87	2,70	2,88
Al ₂ O ₃	0,00	0,06	0,00	0,00	0,06	0,00
CaO	0,03	0,30	0,64	0,89	1,10	1,31
Na ₂ O	6,70	6,03	6,05	6,08	5,40	5,95
K ₂ O	0,00	0,63	0,21	0,00	0,01	0,05
Total	98,17	97,67	98,13	96,36	95,19	96,44
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,33	0,31	0,17	0,47	0,97	0,62
Fe ³⁺	1,90	1,92	2,01	1,74	1,48	1,63
Mn	0,63	0,61	0,66	0,75	0,42	0,50
Mg	0,17	0,17	0,11	0,11	0,34	0,35
Al	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,00	0,03	0,06	0,08	0,10	0,11
Na	1,04	0,94	0,94	0,97	0,87	0,94
K	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8-14c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 P. El Fe^{2+} y Fe^{3+} han sido calculados por estequiometría y balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A33A pl2 allu	A33A pl2 allu	A33A pl2 allu	A33A pl2 allua	A33A pl3 allu	A33A pl3 allu
P ₂ O ₅	40,70	41,72	40,75	42,80	41,97	43,16
FeO	15,27	11,76	18,13	11,74	10,46	7,56
Fe ₂ O ₃	18,38	22,51	16,56	23,09	23,58	27,53
MnO	8,05	9,17	9,12	9,55	9,49	8,78
MgO	2,29	2,11	2,41	2,17	1,65	1,83
Al ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	2,34	0,76	0,81	0,81	1,17	0,84
Na ₂ O	5,53	6,18	5,86	6,45	6,34	6,54
K ₂ O	0,08	0,03	0,05	0,03	0,07	0,00
Total	92,63	94,25	93,69	96,65	94,73	96,25
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	1,11	0,84	1,32	0,81	0,74	0,52
Fe ³⁺	1,20	1,44	1,08	1,44	1,50	1,70
Mn	0,59	0,66	0,67	0,67	0,68	0,61
Mg	0,30	0,27	0,31	0,27	0,21	0,22
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,22	0,07	0,08	0,07	0,11	0,07
Na	0,93	1,02	0,99	1,04	1,04	1,04
K	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A33A -3all ver	A33A pl 6 allu	A 35 A pl1allu	A 35 A pl1allu	A 35 A pl 3	A 35 A pl 3
P ₂ O ₅	42,51	43,34	42,63	43,40	42,47	43,10
FeO	11,82	6,84	4,21	3,09	6,71	3,56
Fe ₂ O ₃	20,85	27,44	28,99	30,59	27,10	30,09
MnO	10,27	9,30	11,76	12,25	12,07	12,47
MgO	1,39	1,86	0,54	0,50	0,48	0,43
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,35	1,11	0,06	0,09	0,09	0,05
Na ₂ O	8,57	6,68	7,19	6,98	6,86	6,74
K ₂ O	0,05	0,03	0,15	0,03	0,05	0,01
Total	96,82	96,61	95,53	96,94	95,84	96,44
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,82	0,47	0,29	0,21	0,47	0,24
Fe ³⁺	1,31	1,69	1,81	1,88	1,70	1,86
Mn	0,72	0,64	0,83	0,85	0,85	0,87
Mg	0,17	0,23	0,07	0,06	0,06	0,05
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,12	0,10	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	1,38	1,06	1,16	1,11	1,11	1,07
K	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00

Tabla.8.2.8.14d. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 P. El Fe^{2+} y Fe^{3+} , han sido calculados por estequiometría y balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A 30 A-6-all	A 30 B2 pl4	A 30 B2 pl4	A 30 B2 pl4	A8a1 allu	A8a-1 allu
P ₂ O ₅	42,56	41,23	43,13	43,21	43,48	44,23
FeO	9,22	12,45	7,70	8,04	4,85	2,81
Fe ₂ O ₃	25,35	19,98	26,82	27,10	28,66	31,67
MnO	11,83	10,70	11,63	11,20	12,07	11,69
MgO	0,51	0,68	0,83	0,73	0,53	0,75
Al ₂ O ₃	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05
CaO	0,33	3,36	0,11	0,25	0,92	0,12
Na ₂ O	6,66	5,89	7,07	6,89	6,97	7,04
K ₂ O	0,05	0,04	0,01	0,08	0,03	0,01
Total	96,57	94,32	97,30	97,50	97,53	98,37
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,64	0,89	0,53	0,55	0,33	0,19
Fe ³⁺	1,59	1,29	1,66	1,67	1,76	1,91
Mn	0,83	0,78	0,81	0,78	0,83	0,79
Mg	0,06	0,09	0,10	0,09	0,06	0,09
Al	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,31	0,01	0,02	0,08	0,01
Na	1,08	0,98	1,13	1,09	1,10	1,09
K	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A8a- 8 allu	A8a- 8 allu	A8a- allu- ver	A8a-a allu vere	A8 a - 4	A8 a-6 allu
P ₂ O ₅	43,20	43,27	43,54	44,36	43,20	43,29
FeO	4,09	6,02	11,51	1,54	8,86	12,38
Fe ₂ O ₃	29,19	28,72	24,26	32,07	25,33	22,70
MnO	12,09	10,89	11,67	13,05	11,34	11,92
MgO	0,62	0,43	0,85	0,56	0,68	1,07
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
CaO	0,35	0,81	0,63	0,40	0,40	0,17
Na ₂ O	7,16	6,94	6,54	6,65	8,01	7,33
K ₂ O	0,02	0,05	0,20	0,11	0,00	0,02
Total	96,71	97,14	99,20	98,75	97,84	98,89
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,28	0,41	0,78	0,10	0,61	0,85
Fe ³⁺	1,80	1,77	1,49	1,93	1,56	1,40
Mn	0,84	0,76	0,80	0,88	0,79	0,83
Mg	0,08	0,05	0,10	0,07	0,08	0,13
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,07	0,05	0,03	0,03	0,01
Na	1,14	1,10	1,03	1,03	1,27	1,16
K	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00

Tabla.8.2.8.14e. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 P. El Fe^{2+} y Fe^{3+} , han sido calculados por estequiometría y balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A9 B 2 allu	A9 B-2 allu	A9 B-2 allu	A11D-2 allu	A11D- 2 allu	A11D-5al- ve
P ₂ O ₅	43,19	43,62	43,36	42,38	43,95	41,72
FeO	6,57	6,37	5,22	11,86	6,00	13,87
Fe ₂ O ₃	28,42	28,88	30,08	23,18	29,88	21,51
MnO	11,85	12,10	11,60	10,44	10,44	10,31
MgO	0,42	0,41	0,40	0,84	1,02	1,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00
CaO	0,41	0,25	0,12	1,58	0,22	0,90
Na ₂ O	6,33	6,53	6,38	6,06	6,56	6,06
K ₂ O	0,04	0,03	0,00	0,08	0,00	0,03
Total	97,24	98,19	97,16	96,43	98,14	95,42
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,45	0,43	0,36	0,83	0,40	0,99
Fe ³⁺	1,75	1,77	1,85	1,46	1,81	1,37
Mn	0,82	0,83	0,80	0,74	0,71	0,74
Mg	0,05	0,05	0,05	0,10	0,12	0,13
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,04	0,02	0,01	0,14	0,02	0,08
Na	1,01	1,03	1,01	0,98	1,03	1,00
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A11D-5al-ver	A11D- 5al-ver	A11D-5 al-v	A11D -7 allu	A11D -7 allu	A11D- 8al-na
P ₂ O ₅	41,85	42,89	43,57	43,02	43,45	43,21
FeO	12,03	11,30	7,47	8,10	8,90	8,62
Fe ₂ O ₃	23,83	24,36	28,73	27,54	26,28	26,74
MnO	9,72	10,67	9,85	10,62	10,72	11,11
MgO	1,06	1,06	1,09	0,93	1,06	1,12
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00
CaO	0,20	0,23	0,16	0,26	0,82	0,26
Na ₂ O	6,36	6,87	6,66	6,21	6,72	6,32
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00
Total	95,06	97,38	97,56	96,77	97,98	97,37
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,85	0,78	0,51	0,56	0,61	0,59
Fe ³⁺	1,52	1,51	1,76	1,71	1,61	1,65
Mn	0,70	0,75	0,68	0,74	0,74	0,77
Mg	0,13	0,13	0,13	0,11	0,13	0,14
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,02	0,02	0,01	0,02	0,07	0,02
Na	1,04	1,10	1,05	0,99	1,06	1,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8-14g. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 P. El Fe^{2+} y Fe^{3+} , han sido calculados por estequiometría y balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A11D pt 6 allu	A11D-6al	A11D-2 v	A11D -2	A11D -2 ve	A11D-1all
P ₂ O ₅	42,27	42,63	43,10	43,50	44,22	43,27
FeO	8,24	7,95	6,58	6,26	2,54	4,52
Fe ₂ O ₃	25,01	26,19	28,27	28,74	32,09	28,65
MnO	12,56	12,15	11,79	12,12	12,35	12,84
MgO	0,40	0,40	0,41	0,32	0,44	0,41
Al ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	0,51	0,70	0,19	0,14	0,26	0,91
Na ₂ O	6,96	6,38	6,71	6,84	6,49	6,52
K ₂ O	0,07	0,04	0,02	0,04	0,19	0,08
Total	96,01	96,48	97,07	97,97	98,58	97,20
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,58	0,55	0,45	0,43	0,17	0,31
Fe ³⁺	1,58	1,64	1,75	1,76	1,94	1,77
Mn	0,89	0,86	0,82	0,84	0,84	0,89
Mg	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,05	0,06	0,02	0,01	0,02	0,08
Na	1,13	1,03	1,07	1,08	1,01	1,03
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A8a-1all	A8a-1allu	A8a - 8 allu	A8a - 8 all	A8 a -allu ver	A8 a -all ve
P ₂ O ₅	43,48	44,23	43,20	43,27	43,54	44,36
FeO	4,85	2,81	4,09	6,02	11,51	1,54
Fe ₂ O ₃	28,66	31,67	29,19	28,72	24,26	32,07
MnO	12,07	11,69	12,09	10,89	11,67	13,05
MgO	0,53	0,75	0,62	0,43	0,85	0,56
Al ₂ O ₃	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,92	0,12	0,35	0,81	0,63	0,40
Na ₂ O	6,97	7,04	7,16	6,94	6,54	6,65
K ₂ O	0,03	0,01	0,02	0,05	0,20	0,11
Total	97,53	98,37	96,71	97,14	99,20	98,75
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,33	0,19	0,28	0,41	0,78	0,10
Fe ³⁺	1,76	1,91	1,80	1,77	1,49	1,93
Mn	0,83	0,79	0,84	0,76	0,80	0,88
Mg	0,06	0,09	0,08	0,05	0,10	0,07
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,08	0,01	0,03	0,07	0,05	0,03
Na	1,10	1,09	1,14	1,10	1,03	1,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01

Tabla.8.2.8-14h. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 P. El Fe^{2+} y Fe^{3+} , han sido calculados por estequiometría y balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A8 a- 4	A8 a - 4v	A8 a -6 all	A9 B-2 allu	A9 B- 2 allu	A9 B-2 allu
P ₂ O ₅	43,20	39,64	43,29	43,19	43,62	43,36
FeO	8,86	12,63	12,38	6,57	6,37	5,22
Fe ₂ O ₃	25,33	18,97	22,70	28,42	28,88	30,08
MnO	11,34	10,38	11,92	11,85	12,10	11,60
MgO	0,68	0,70	1,07	0,42	0,41	0,40
Al ₂ O ₃	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	0,40	1,36	0,17	0,41	0,25	0,12
Na ₂ O	8,01	7,27	7,33	6,33	6,53	6,38
K ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,04	0,03	0,00
Total	97,84	90,98	98,89	97,24	98,19	97,16
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,61	0,94	0,85	0,45	0,43	0,36
Fe ³⁺	1,56	1,28	1,40	1,75	1,77	1,85
Mn	0,79	0,79	0,83	0,82	0,83	0,80
Mg	0,08	0,09	0,13	0,05	0,05	0,05
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,13	0,01	0,04	0,02	0,01
Na	1,27	1,26	1,16	1,01	1,03	1,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A9 B -6 allu	A9 B- 6 allu	A11D- 2 all	A11D-2 al	A11D -5 al- ver	A11D - 5 al ver
P ₂ O ₅	43,30	44,04	42,38	43,95	41,72	41,85
FeO	6,02	6,26	11,86	6,00	13,87	12,03
Fe ₂ O ₃	28,05	30,67	23,18	29,88	21,51	23,83
MnO	12,94	10,61	10,44	10,44	10,31	9,72
MgO	0,66	0,77	0,84	1,02	1,01	1,06
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00
CaO	0,15	0,09	1,58	0,22	0,90	0,20
Na ₂ O	6,39	6,04	6,06	6,56	6,06	6,36
K ₂ O	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03	0,01
Total	97,50	98,48	96,43	98,14	95,42	95,06
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,41	0,42	0,83	0,40	0,99	0,85
Fe ³⁺	1,73	1,86	1,46	1,81	1,37	1,52
Mn	0,90	0,72	0,74	0,71	0,74	0,70
Mg	0,08	0,09	0,10	0,12	0,13	0,13
Al	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,14	0,02	0,08	0,02
Na	1,01	0,94	0,98	1,03	1,00	1,04
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00

Tabla.8.2.8-14i. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 P. El Fe^{2+} y Fe^{3+} , han sido calculados por estequiometría y balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A11D-5 al-ver	A11D-5 al-ver	A11D-7ver	A11D pt 7 allu	A11D-8 al-nara	A11D-8 al-nar
P ₂ O ₅	42,89	43,57	43,02	43,45	43,21	44,08
FeO	11,30	7,47	8,10	8,90	8,62	6,89
Fe ₂ O ₃	24,36	28,73	27,54	26,28	26,74	30,00
MnO	10,67	9,85	10,62	10,72	11,11	10,09
MgO	1,06	1,09	0,93	1,06	1,12	1,03
Al ₂ O ₃	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00
CaO	0,23	0,16	0,26	0,82	0,26	0,03
Na ₂ O	6,87	6,66	6,21	6,72	6,32	6,43
K ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,01
Total	97,38	97,56	96,77	97,98	97,37	98,56
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,78	0,51	0,56	0,61	0,59	0,46
Fe ³⁺	1,51	1,76	1,71	1,61	1,65	1,81
Mn	0,75	0,68	0,74	0,74	0,77	0,69
Mg	0,13	0,13	0,11	0,13	0,14	0,12
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,02	0,01	0,02	0,07	0,02	0,00
Na	1,10	1,05	0,99	1,06	1,00	1,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A11D- 8 al- ve-	A11D-8 al- ver	A11D - 8 al ver	A11D -8 al- ver	A11D- 8 al-ver	A11D -8 al-ver
P ₂ O ₅	43,97	43,85	43,77	44,49	44,27	43,70
FeO	14,56	5,85	17,17	6,89	10,89	8,96
Fe ₂ O ₃	31,22	30,62	29,30	35,63	31,92	28,11
MnO	1,99	10,26	2,31	4,14	4,20	9,33
MgO	0,65	0,99	0,72	0,83	0,83	0,98
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
CaO	0,84	0,28	0,01	0,16	0,96	0,68
Na ₂ O	4,99	5,91	5,27	5,61	5,42	6,34
K ₂ O	0,03	0,04	0,00	0,07	0,01	0,05
Total	98,27	97,80	98,56	97,88	98,49	98,15
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,98	0,40	1,16	0,46	0,73	0,61
Fe ³⁺	1,89	1,86	1,78	2,14	1,92	1,72
Mn	0,14	0,70	0,16	0,28	0,28	0,64
Mg	0,08	0,12	0,09	0,10	0,10	0,12
Al	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,07	0,02	0,00	0,01	0,08	0,06
Na	0,78	0,93	0,83	0,87	0,84	1,00
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00

Tabla.8.2.8-14k. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (A) del campo pegmatítico de Girauíl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 P. El Fe^{2+} y Fe^{3+} , han sido calculados por estequiometría y balance de cargas.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	11D pt 8 allu ver	A11D-t 8 al	A11D-8 al-cla	A11D- 8 al-cla	A11D-9 all-ver	A11D pt 6 allu
P ₂ O ₅	43,94	43,89	44,19	42,12	43,24	42,27
FeO	11,34	5,94	11,40	9,33	7,94	8,24
Fe ₂ O ₃	32,84	29,62	32,35	24,08	26,64	25,01
MnO	2,29	10,71	3,15	10,82	11,02	12,56
MgO	0,87	1,16	0,69	1,14	1,08	0,40
Al ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,57	0,22	1,19	2,06	1,17	0,51
Na ₂ O	5,54	6,49	5,27	5,58	6,18	6,96
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,07
Total	97,41	98,03	98,24	95,16	97,31	96,01
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,76	0,40	0,76	0,66	0,54	0,58
Fe ³⁺	1,99	1,80	1,95	1,52	1,64	1,58
Mn	0,16	0,73	0,21	0,77	0,76	0,89
Mg	0,11	0,14	0,08	0,14	0,13	0,05
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,05	0,02	0,10	0,19	0,10	0,05
Na	0,87	1,02	0,82	0,91	0,98	1,13
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestras	A11D pt 6 allu	A11D -2 ver	A11D - 2 ver	A11D -2 vei	A11D- 1 allu	
P ₂ O ₅	42,63	43,10	43,50	44,22	43,27	
FeO	7,95	6,58	6,26	2,54	4,52	
Fe ₂ O ₃	26,19	28,27	28,74	32,09	28,65	
MnO	12,15	11,79	12,12	12,35	12,84	
MgO	0,40	0,41	0,32	0,44	0,41	
Al ₂ O ₃	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	
CaO	0,70	0,19	0,14	0,26	0,91	
Na ₂ O	6,38	6,71	6,84	6,49	6,52	
K ₂ O	0,04	0,02	0,04	0,19	0,08	
Total	96,48	97,07	97,97	98,58	97,20	
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	
Fe ²⁺	0,55	0,45	0,43	0,17	0,31	
Fe ³⁺	1,64	1,75	1,76	1,94	1,77	
Mn	0,86	0,82	0,84	0,84	0,89	
Mg	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ca	0,06	0,02	0,01	0,02	0,08	
Na	1,03	1,07	1,08	1,01	1,03	
K	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	

Tabla.8.2.8.4B.14-a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a las pegmatitas de tipo IV (B) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural en base a 3 P. El Fe^{2+} y Fe^{3+} han sido calculado por estequiometría y balance de carga.

<i>Segunda zona intermedia</i>				
Muestras	b1b-alla-verde	b1b-alla-verde	b1b-alla-verde	b1b-alla-verde
P_2O_5	44,60	45,30	43,90	44,86
FeO	1,50	2,30	2,85	2,29
Fe_2O_3	31,17	32,15	30,24	31,57
MnO	10,79	11,17	11,07	11,46
MgO	1,60	1,58	1,42	1,46
Al_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,94	0,41	0,34	0,82
Na_2O	7,76	7,23	7,51	6,80
K_2O	0,23	0,08	0,15	0,10
Total	98,59	100,22	97,48	99,36
P	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe^{2+}	0,10	0,15	0,19	0,15
Fe^{3+}	1,86	1,89	1,84	1,88
Mn	0,73	0,74	0,76	0,77
Mg	0,19	0,18	0,17	0,17
Al	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,08	0,03	0,03	0,07
Na	1,20	1,10	1,18	1,04
K	0,02	0,01	0,02	0,01

Tabla.8.2.8.4C.14-a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de alluaudita asociada a la pegmatita de tipo IV(C) del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 3 P. El Fe^{2+} y Fe^{3+} han sido calculados por estequiometría y balance de cargas.

Zona de borde				Segunda zona intermedia					
Muestras	kk500c-a-	kk500c-all-marr	kk500c-a-alla- v	k500g-alla- ver	k500g-alla- ver	k500g-all. Ver	k500g-al- amar	k500g-alla- amar	k500g-alla- amar
P ₂ O ₅	43,43	44,77	44,12	44,27	43,85	44,64	43,27	44,04	43,16
FeO	10,70	5,00	6,19	8,85	11,39	8,01	6,47	2,27	6,03
Fe ₂ O ₃	27,22	32,14	29,14	29,95	28,03	30,95	16,90	21,58	17,94
MnO	8,82	9,44	9,87	7,42	7,46	8,11	18,07	17,16	16,50
MgO	1,01	0,62	0,78	1,30	1,20	1,21	0,42	0,46	0,40
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
CaO	0,49	1,16	1,24	0,72	0,52	0,47	4,97	5,16	5,48
Na ₂ O	6,16	6,41	7,27	6,19	6,04	6,06	9,12	8,89	9,04
K ₂ O	0,02	0,03	0,10	0,03	0,01	0,01	0,57	0,45	0,44
Total	97,85	99,57	98,71	98,73	98,50	99,46	99,79	100,02	99,01
P	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe ²⁺	0,73	0,33	0,42	0,59	0,77	0,53	0,44	0,15	0,41
Fe ³⁺	1,67	1,91	1,76	1,80	1,70	1,85	1,04	1,31	1,11
Mn	0,61	0,63	0,67	0,50	0,51	0,55	1,25	1,17	1,15
Mg	0,12	0,07	0,09	0,16	0,14	0,14	0,05	0,06	0,05
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,04	0,10	0,11	0,06	0,05	0,04	0,44	0,44	0,48
Na	0,97	0,98	1,13	0,96	0,95	0,93	1,45	1,39	1,44
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,05

Tabla.6.2.6.8a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales del grupo de la columbita de las pegmatitas de tipo II del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. FeTant = ferrotantalita.

<i>Segunda zona intermedia</i>					
Muestras	GP1	GP1	GP1	GP1	GP1
Mineral	FeTant	FeTant	FeTant	FeTant	FeTant
Análisis	1	2	3	4	5
WO ₃	0,11	0,30	0,53	0,03	0,71
Nb ₂ O ₅	28,72	27,08	29,77	20,55	29,47
Ta ₂ O ₅	51,51	53,32	52,46	61,31	52,05
TiO ₂	0,19	0,29	0,25	0,14	0,25
SnO ₂	0,12	0,10	0,09	0,01	0,05
UO ₂	0,16	0,02	0,01	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-
Sb ₂ O ₃	-	-	-	-	-
MgO	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
MnO	7,59	7,57	4,82	7,56	4,62
FeO	8,41	8,69	11,56	7,81	11,59
Total	96,83	97,37	99,49	97,43	98,74
W ⁶⁺	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Nb	0,96	0,90	0,96	0,71	0,96
Ta	1,03	1,07	1,02	1,28	1,02
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Sn ⁴⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U ⁴⁺	0,00	-	-	-	-
Y ³⁺	-	-	-	-	-
Sb ³⁺	-	-	-	-	-
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn ²⁺	0,47	0,47	0,29	0,49	0,28
Fe ²⁺	0,52	0,54	0,69	0,50	0,70
Cat.Sum	2,01	2,00	2,01	2,00	2,01

Tabla.7.2.7-8b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales del grupo de la columbita asociados a las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Girauil. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. FeTanta = ferrotantalita; FeCol= ferrocolumbita; MnCol = mangancolumbita; MnTant = mangantantalita.

<i>Tercera zona intermedia</i>													
Muestra	P8C	P8C	P8C	P8C	PA8	PA8	P8	P8	P8	P8	P8	P8	P8
Mineral	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	MnCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	MnCol	FeCol	FeTant	MnTant
Análisis	a6	a9	a12	a14	a6	a8	b1	b2	b3	c3	c5	d2	d5
WO ₃	1,71	1,40	1,55	2,31	2,40	1,63	0,42	0,50	0,70	0,52	0,74	0,00	0,40
Nb ₂ O ₅	65,29	66,64	66,71	65,65	65,53	66,52	56,03	55,78	57,09	54,93	63,25	28,56	25,06
Ta ₂ O ₅	11,89	10,36	10,50	10,74	10,81	11,14	23,56	24,18	20,70	24,61	15,53	53,01	56,93
TiO ₂	1,67	1,75	1,95	1,99	1,70	1,61	1,24	0,94	1,82	0,95	1,25	0,57	0,51
SnO ₂	0,33	0,10	0,31	0,32	0,38	0,31	0,25	0,17	0,35	0,20	0,29	0,38	0,26
UO ₂	-	0,25	0,16	0,13	0,13	0,10	0,11	0,03	0,12	0,00	0,09	0,07	0,03
Y ₂ O ₃	0,02	-	0,03	-	-	0,06	-	-	-	-	-	-	-
Sb ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	-
MgO	-	0,05	0,09	0,09	0,03	0,09	0,12	0,08	0,05	0,03	0,13	0,00	0,16
MnO	7,72	6,58	6,39	6,29	10,28	6,43	7,29	8,64	9,01	9,11	7,50	6,26	7,74
FeO	11,41	12,72	12,81	11,81	9,00	12,72	10,92	9,23	9,02	8,75	10,97	9,33	7,48
Total	100,04	99,85	100,50	99,33	100,26	100,61	99,94	99,55	98,86	99,10	99,75	98,24	98,57
W ⁶⁺	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Nb	1,73	1,76	1,75	1,74	1,73	1,75	1,56	1,57	1,59	1,55	1,71	0,94	0,84
Ta	0,19	0,16	0,17	0,17	0,17	0,18	0,40	0,41	0,35	0,42	0,25	1,05	1,14
Ti	0,07	0,08	0,09	0,09	0,07	0,07	0,06	0,04	0,08	0,04	0,06	0,03	0,03
Sn ⁴⁺	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
U ⁴⁺	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-	0,00	0,00	-
Y ³⁺	0,00	-	0,00	-	-	0,00	-	-	-	-	-	-	-
Sb ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	-
Mg	-	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Mn ²⁺	0,38	0,33	0,31	0,31	0,51	0,32	0,38	0,45	0,47	0,48	0,38	0,38	0,48
Fe ²⁺	0,56	0,62	0,62	0,58	0,44	0,62	0,56	0,48	0,46	0,46	0,55	0,57	0,46
Cat. Sum	2,03	2,03	2,04	2,05	2,03	2,03	2,03	2,03	2,03	2,04	2,03	2,04	2,02

Tabla.7.2.9c. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de pirocloro asociados a las pegmatitas de tipo III del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a los cationes B (=Ta + Nb + Ti + W+Sn) = 2;.(OH)- calculado para que la suma total de aniones sea 7. PP = pumblopirocloro.

Tercera zona intermedia						
Muestra	PA81a	PA81a	PA81a	PA81a	PA81a	PA81a
Mineral	PP	PP	PP	PP	PBP	PBP
Análisis	a10	a14	a3	a2	a6	a7
WO ₃	2,59	0,63	1,72	0,61	0,85	0,99
Nb ₂ O ₅	16,37	37,62	47,32	41,65	36,65	34,55
Ta ₂ O ₅	22,86	8,64	11,90	5,88	22,81	21,59
TiO ₂	5,70	2,65	2,44	2,25	2,53	2,57
SnO ₂	0,81	0,26	0,31	0,28	0,76	0,97
ThO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
UO ₂	0,00	5,01	0,00	6,47	1,99	2,45
Sc ₂ O ₃	0,06	0,03	0,15	0,11	0,00	0,01
Y ₂ O ₃	0,00	0,29	0,41	0,42	0,44	0,42
Sb ₂ O ₃	0,60	0,07	0,00	0,12	0,00	0,00
Bi ₂ O ₃	0,00	5,25	0,00	8,75	0,00	0,00
CaO	1,07	2,01	0,11	2,17	5,92	8,60
MnO	0,69	0,59	4,41	0,51	1,53	0,99
FeO	1,56	4,48	9,22	2,06	2,42	2,03
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	46,11	15,14	13,36	11,85	12,15	10,00
Na ₂ O	0,22	0,30	0,04	0,39	0,40	0,68
K ₂ O	0,00	0,27	0,00	0,50	0,14	0,09
F	0,00	0,17	0,00	0,35	0,21	0,88
OH	1,43	2,04	3,62	0,00	0,00	2,13
O=F	0,00	0,07	0,00	0,15	0,09	0,37
Total	100,07	85,31	95,01	84,08	88,62	88,21
W ⁶⁺	0,076	0,016	0,035	0,015	0,019	0,023
Nb	0,781	1,573	1,581	1,681	1,314	1,297
Ta	0,656	0,217	0,239	0,143	0,492	0,488
Ti	0,453	0,184	0,136	0,151	0,151	0,160
Sn ⁴⁺	0,034	0,010	0,009	0,010	0,024	0,032
Th ⁴⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
U ⁴⁺	0,000	0,103	0,000	0,129	0,035	0,045
Sc ³⁺	0,006	0,002	0,010	0,009	0,000	0,001
Y ³⁺	0,000	0,014	0,016	0,020	0,019	0,019
Sb ³⁺	0,026	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000
Bi ³⁺	0,000	0,125	0,000	0,202	0,000	0,000
Ca	0,121	0,199	0,009	0,208	0,503	0,765
Mn ²⁺	0,062	0,046	0,276	0,039	0,103	0,070
Fe ²⁺	0,138	0,346	0,570	0,154	0,161	0,141
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb ²⁺	1,310	0,377	0,266	0,285	0,259	0,224
Na	0,045	0,054	0,006	0,068	0,062	0,109
K	0,000	0,032	0,000	0,057	0,014	0,010
F	0,000	0,050	0,000	0,099	0,053	0,231
OH	1,008	1,259	1,786	1,335	1,779	1,181
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
A	1,707	1,302	1,152	1,172	1,155	1,383
San	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000	7,000

Tabla.8.2.8-13a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de rutilo asociados a las pegmatitas de tipo IV del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. IRt = ilmeneo-rutilo.

Segunda zona intermedia		1ª .Z. intermedia	Segunda zona intermedia			
Muestra	A33	A34	D1E	D1E	D1E	D1E
Mineral	IRt	IRt	IRt	IRt	IRt	Str
Análisis	1	5	1	8	9	3
WO ₃	n.a.	n.a.	3,36	1,89	1,08	2,40
Nb ₂ O ₅	56,84	7,35	21,56	13,32	16,79	9,78
Ta ₂ O ₅	11,26	6,90	33,47	19,87	10,54	26,14
TiO ₂	14,35	79,94	28,48	55,81	62,88	49,17
SnO ₂	-	-	0,00	0,04	-	0,05
UO ₂	-	-	0,12	0,01	0,09	0,05
Y ₂ O ₃	-	-	0,04	-	0,14	0,43
MgO	0,03	-	0,10	0,02	0,02	0,15
MnO	3,77	0,02	4,35	0,31	0,33	1,19
Fe ₂ O ₃	15,17	4,80	9,85	9,72	9,18	10,23
Total	101,42	99,01	101,33	100,99	101,05	99,59
W ⁶⁺	-	-	0,05	0,03	0,01	0,03
Nb	1,35	0,14	0,54	0,29	0,34	0,22
Ta	0,16	0,08	0,51	0,26	0,13	0,36
Ti	0,57	2,60	1,19	2,01	2,14	1,88
Sn ⁴⁺	-	-	-	0,00	-	0,00
U ⁴⁺	-	-	0,00	-	0,00	0,00
Y ³⁺	-	-	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,00	-	0,01	0,00	0,00	0,01
Mn ²⁺	0,17	0,00	0,20	0,01	0,01	0,05
Fe ³⁺	0,60	0,16	0,41	0,35	0,31	0,39
Cat.Sum	2,86	2,98	2,92	2,95	2,96	2,96

Tabla.8.2.8-14a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de casiterita asociados a las pegmatitas de tipo IV del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 2 oxígenos.

<i>Segunda zona intermedia</i>								
Muestra	A11a	A11a	A11a	A11a	i4+b	i4+b	i4+b	i4+b
Análisis	a1	a2	a3	a4	a1	a3	a4	a5
WO ₃	0,04	-	-	-	0,05	-	-	-
Nb ₂ O ₅	0,37	0,19	0,19	0,02	0,16	0,37	0,28	0,05
Ta ₂ O ₅	0,79	0,48	0,22	0,41	0,48	0,52	0,22	0,38
TiO ₂	0,23	0,17	0,18	0,10	1,26	1,49	0,80	1,32
SnO ₂	98,59	99,57	99,60	95,87	98,50	98,57	98,53	98,48
UO ₂	0,11	0,03	0,24	0,07	-	-	-	0,06
MgO	0,20	0,25	0,22	0,19	0,15	0,15	0,15	0,18
MnO	0,08	-	-	0,03	0,13	0,06	0,06	0,04
FeO	0,43	0,22	0,18	0,11	0,41	0,64	0,48	0,41
Total	100,84	100,91	100,83	96,80	101,14	101,80	100,52	100,92
W ⁶⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	0,004	0,002	0,002	-	0,002	0,004	0,003	0,001
Ta	0,005	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,001	0,003
Ti	0,004	0,003	0,003	0,002	0,023	0,027	0,015	0,024
Sn ⁴⁺	0,974	0,983	0,985	0,989	0,962	0,954	0,971	0,964
U ⁴⁺	0,001	-	0,001	-	-	-	-	-
Mg	0,007	0,009	0,008	0,007	0,005	0,005	0,006	0,007
Mn ²⁺	0,002	-	-	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001
Fe ²⁺	0,009	0,005	0,004	0,002	0,008	0,013	0,010	0,008
Cat.Sum	1,006	1,005	1,005	1,004	1,007	1,008	1,007	1,007

Tabla.8.2.8-15a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales del grupo de la columbita de las pegmatitas de tipo IV del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. FeTanta = ferrotantalita; FeCol= ferrocolumbita; MnCol = manganocolumbita; MnTant = manganotantalita.

Primera zona intermedia											Segunda zona intermedia	
Muestra	D1e	D1e	D1e	D1e	A6B	A6B	A16a	A16a	A41c	A41c	A8C	A8C
Mineral	MnCol	FeCol	MnCol	MnTant	MnCol	MnCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeTant	FeCol
Análisis	a2	a4	a6	a9	1	2	c3	c7	b2	b5	a3	a5
WO ₃	n.a..	n.a..	n.a..	n.a..	n.a..	n.a..	1,48	0,52	2,52	1,49	0,23	0,59
Nb ₂ O ₅	30,93	28,60	33,94	29,34	47,78	46,57	64,91	55,00	66,26	68,25	26,10	51,62
Ta ₂ O ₅	50,12	52,29	47,51	52,26	32,28	33,60	12,77	26,20	9,87	9,28	58,12	29,23
TiO ₂	2,17	2,25	1,38	1,23	0,07	0,05	1,07	0,32	1,96	1,23	0,16	0,36
SnO ₂	0,08	0,02	0,07	0,01	0,06	0,08	0,15	0,13	0,09	0,14	0,03	0,17
UO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,15	0,08	0,09	0,12	-	0,05
Y ₂ O ₃	-	-	-	0,01	0,45	0,57	-	-	0,02	0,09	-	-
Sb ₂ O ₃	0,01	-	0,02	-	0,02	0,13	-	-	-	0,02	-	-
MgO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,08	0,05	0,07	0,06	0,02	0,00
MnO	8,51	7,47	8,77	8,46	13,14	13,76	5,17	4,71	3,55	4,65	6,20	5,78
FeO	7,64	8,45	7,75	7,80	3,71	2,98	14,22	13,18	15,67	14,48	9,36	12,10
PbO	0,14	0,26	0,20	0,18	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99,60	99,08	99,64	99,29	97,51	97,74	100,00	100,19	100,10	99,81	100,22	99,90
W ⁶⁺	-	-	-	-	-	-	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01
Nb	0,98	0,92	1,06	0,94	1,42	1,39	1,74	1,55	1,74	1,80	0,86	1,48
Ta	0,95	1,01	0,89	1,01	0,58	0,60	0,21	0,44	0,16	0,15	1,15	0,51
Ti	0,11	0,12	0,07	0,07	0,00	0,00	0,05	0,02	0,09	0,05	0,01	0,02
Sn ⁴⁺	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U ⁴⁺	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00
Y ³⁺	-	-	-	-	0,02	0,02	-	-	0,00	0,00	-	-
Sb ³⁺	-	-	0,00	-	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Mn ²⁺	0,50	0,45	0,51	0,51	0,73	0,77	0,26	0,25	0,18	0,23	0,38	0,31
Fe ²⁺	0,45	0,50	0,45	0,46	0,20	0,16	0,70	0,69	0,76	0,71	0,57	0,64
Pb ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cat.Sum	3,02	3,00	3,01	3,00	2,96	2,96	2,95	2,95	2,93	2,94	2,97	2,96

Tabla.8.2.8-15b. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales del grupo de la columbita de las pegmatitas de tipo IV del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. FeTanta = ferrotantalita; FeCol= ferrocolumbita; MnCol = manganocolumbita; MnTant = manganotantalita.

Segunda zona intermedia											
Muestra	A9Db	A9Db	A9Db	A9Db	A10F	A10F	A26a	A26a	A45f	A45f	A45f
Mineral	Mn Col	MnTant	MnCol	MnTant	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeTant	FeCol	FeCol
Análisis	a1	a3	b2	b6	c1	c3	a1	a6	a1	c1	c4
WO ₃	0,54	0,22	0,39	0,35	-	-	1,48	0,67	0,78	0,36	1,28
Nb ₂ O ₅	46,27	29,32	42,10	24,29	67,50	67,16	67,00	43,68	30,17	70,12	65,67
Ta ₂ O ₅	35,23	52,45	39,85	58,75	12,27	12,65	11,12	37,61	53,76	10,26	12,81
TiO ₂	0,24	0,18	0,30	0,26	0,23	0,22	0,96	0,48	0,19	0,55	0,91
SnO ₂	0,14	0,21	0,16	0,21	0,07	0,05	0,17	0,08	0,14	0,08	0,07
UO ₂	0,14	0,04	0,19	-	0,05	0,08	0,12	0,20	0,12	0,19	0,23
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	1,00	1,02	0,03	-	-	-	0,03
Sb ₂ O ₃	-	-	-	-	0,07	0,06	-	-	-	-	-
MgO	0,00	0,00	0,02	0,03	nd	nd	0,05	0,10	0,01	0,01	0,01
MnO	15,58	14,01	13,76	12,71	5,29	5,50	4,09	3,56	6,70	8,72	7,63
FeO	1,91	1,88	3,08	2,71	13,81	14,04	15,56	13,91	9,39	10,68	11,69
PbO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	100,05	98,31	99,85	99,31	100,29	100,78	100,58	100,29	101,26	100,97	100,33
W ⁶⁺	0,01	0,00	0,01	0,01	-	-	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Nb	1,36	0,96	1,27	0,81	1,78	1,77	1,77	1,30	0,96	1,83	1,75
Ta	0,62	1,03	0,72	1,18	0,19	0,20	0,18	0,67	1,03	0,16	0,21
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,04
Sn ⁴⁺	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
U ⁴⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ³⁺	-	-	-	-	0,03	0,03	0,00	-	-	-	0,00
Sb ³⁺	-	-	-	-	0,00	0,00	-	-	-	-	-
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn ²⁺	0,86	0,86	0,78	0,79	0,26	0,27	0,20	0,20	0,40	0,43	0,38
Fe ²⁺	0,10	0,11	0,17	0,17	0,67	0,68	0,76	0,77	0,55	0,52	0,58
Pb ²⁺	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Cat.Sum	2,97	2,98	2,96	2,97	2,94	2,95	2,95	2,96	2,95	2,96	2,95

Tabla.8.2.8-16a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de estibiocolumbita y estibiotantalita de las pegmatitas de tipo IV del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 4 oxígenos. SbCol = estibiocolumbita; SbTant = estibiotantalita.

<i>Segunda zona intermedia</i>						
Muestra	A11	A11	A11	A11	a9Db	a9Db
Mineral	SbCol	SbCol	SbCol	SbCol	SbTant	SbTant
Análisis	3	4	6	20	20	21
WO ₃	0,07	1,51	0,71	5,39	0,26	1,32
Nb ₂ O ₅	27,31	27,78	28,82	27,72	13,21	13,18
Ta ₂ O ₅	19,90	18,77	18,53	19,96	43,86	42,50
TiO ₂	1,20	1,24	0,53	0,58	0,15	0,26
SnO ₂	0,36	0,33	0,29	0,32	0,62	0,33
UO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	0,17	0,11
Y ₂ O ₃	3,39	3,38	3,40	2,81	2,81	2,78
Sb ₂ O ₃	47,97	47,36	47,03	45,90	40,29	40,73
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
MnO	0,01	0,03	0,08	0,08	1,29	1,08
FeO	0,13	0,26	0,31	0,14	0,25	0,21
Total	100,35	100,67	99,80	102,93	102,93	102,50
W ⁶⁺	0,00	0,02	0,01	0,09	0,00	0,02
Nb	0,60	0,61	0,64	0,62	0,31	0,31
Ta	0,26	0,25	0,25	0,23	0,62	0,61
Ti	0,04	0,05	0,02	0,02	0,01	0,01
Sn ⁴⁺	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
U ⁴⁺	-	-	-	0,01	0,00	0,00
Y ³⁺	0,09	0,09	0,09	0,07	0,08	0,08
Sb ³⁺	0,97	0,95	0,95	0,88	0,87	0,88
Mg	-	-	-	-	0,00	-
Mn ²⁺	-	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cat.Sum	1,98	1,97	1,97	1,94	1,98	1,97

Tabla.8.2.8-17a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de pirocloro asociados a las pegmatitas de tipo IV del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a los cationes B (=Ta + Nb + Ti + W+Sn) = 2;. UP =uranopirocloro; PP= pumblopirocloro.

Segunda zona intermedia							
Muestra	A45A	A45A	A45A	A33E1b	A33E1b	A33E1b	A11A
Mineral	UP	UP	UPP	UPP	PP	PP	PP
Análisis	2	3	4	8	5	7	2
WO ₃	0,84	0,84	1,11	1,47	1,10	1,39	5,62
Nb ₂ O ₅	40,97	31,82	30,54	28,68	26,59	26,05	40,10
Ta ₂ O ₅	23,05	35,59	38,81	13,88	18,20	15,28	22,97
TiO ₂	0,73	0,98	3,25	6,16	4,40	5,74	1,57
SnO ₂	0,01	0,05	0,17	0,22	0,19	1,29	0,13
ThO ₂	0,08	0,04	-	-	0,07	-	-
UO ₂	22,72	22,27	11,70	7,63	1,90	1,76	0,12
Sc ₂ O ₃	0,16	0,20	0,23	-	0,10	0,05	0,14
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
Sb ₂ O ₃	0,76	0,82	0,77	0,79	0,48	0,33	2,66
Bi ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	2,85	0,03	1,07	0,37
MnO	0,40	0,20	0,25	0,33	0,15	0,17	0,08
FeO	2,30	2,58	1,12	2,16	1,09	1,38	0,49
SrO	-	-	-	0,19	-	0,16	3,84
BaO	0,01	0,09	0,05	0,14	0,14	0,09	1,61
PbO	4,37	3,28	10,91	34,11	44,56	43,25	14,29
Na ₂ O	0,31	0,03	0,06	0,29	0,14	0,15	0,41
K ₂ O	0,06	0,05	0,04	0,02	0,03	-	0,07
F	-	-	-	-	0,23	-	-
OH	1,10	1,13	1,81	0,54	0,65	0,79	1,70
O=F	-	-	-	-	0,10	-	-
Total	97,87	99,97	100,82	99,46	99,86	98,95	96,17
W ⁶⁺	0,018	0,019	0,023	0,037	0,030	0,037	0,115
Nb	1,448	1,148	1,016	1,186	1,164	1,114	1,335
Ta	0,490	0,773	0,777	0,345	0,479	0,393	0,460
Ti	0,043	0,059	0,180	0,424	0,320	0,408	0,087
Sn ⁴⁺	-	0,002	0,005	0,008	0,007	0,049	0,004
Th ⁴⁺	0,001	0,001	-	-	0,002	-	-
U ⁴⁺	0,395	0,396	0,192	0,155	0,041	0,037	0,002
Sc ³⁺	0,011	0,014	0,015	0,000	0,008	0,004	0,009
Y ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
Sb ³⁺	0,024	0,027	0,023	0,030	0,019	0,013	0,081
Bi ³⁺	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	0,279	0,003	0,108	0,029
Mn ²⁺	0,026	0,014	0,016	0,026	0,012	0,014	0,005
Fe ²⁺	0,150	0,172	0,069	0,165	0,088	0,109	0,030
Sr	.	.	.	0,010	-	0,009	0,164
Ba	-	0,003	0,001	0,005	0,005	0,003	0,047
Pb ²⁺	0,092	0,070	0,216	0,840	1,161	1,101	0,283
Na	0,047	0,005	0,009	0,051	0,026	0,028	0,059
K	0,006	0,005	0,004	0,002	0,004	-	0,007
F	-	-	-	-	0,070	-	-
OH	0,580	0,602	0,889	0,327	0,421	0,501	0,837
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001
A	0,754	0,706	0,544	1,564	1,370	1,426	0,716
San	7,000	7,000	7,000	7,009	7,000	7,000	7,000

Tabla.9.2.9-15a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales del grupo de la columbita de las pegmatitas de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a 6 oxígenos. FeCol= ferrocolumbita; MnCol = manganocolumbita.

Segunda zona intermedia							Tercera zona intermedia					1ª zona intermedia		3ª zona intermedia	
Muestra	k100b	k100b	K100C-B	K100C-B	49-2	49-12	K100L	K100L	K100L	K100L	K100L	k40	k40	K100R	K100R
Mineral	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	FeCol	MnCol
Análisis	a5	a15	a3	a8	2	12	1	a1	d1	d3	d5	3	7	a2	a4
WO ₃	0,59	0,62	n.a.	n.a.	0,75	0,57	1,03	1,34	1,36	1,71	1,50	0,67	0,50	1,08	0,55
Nb ₂ O ₅	52,69	51,41	59,78	41,70	55,38	56,54	52,20	65,57	65,19	64,45	65,34	52,86	39,65	64,86	61,95
Ta ₂ O ₅	27,49	28,48	14,98	39,97	23,91	22,69	26,62	11,35	11,92	10,92	11,85	26,35	42,03	11,86	15,63
TiO ₂	0,63	1,08	4,19	0,32	0,78	0,92	1,05	1,71	1,93	2,01	1,89	0,87	0,33	1,77	0,75
SnO ₂	0,21	0,45	1,89	0,16	0,38	0,49	0,24	0,07	0,10	0,11	0,13	0,57	0,17	0,07	0,23
UO ₂	0,04	0,01	0,07	0,00	0,08	0,12	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,07	-	n.a.	n.a.
Y ₂ O ₃	n.a.	n.a.	0,34	0,37	-	-	0,73	0,58	0,51	0,55	0,62	-	-	0,72	0,79
Sb ₂ O ₃	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0,06	0,00	n.a.	n.a.	0,01	0,04	0,13	0,16	0,15	0,23	0,16	0,04	0,00	0,18	0,02
MnO	4,56	4,86	2,82	6,90	5,29	4,43	3,59	3,30	3,70	3,42	3,18	4,79	7,60	3,69	12,90
FeO	13,67	13,07	14,84	10,49	13,04	13,62	14,81	15,74	15,28	15,88	15,51	13,24	9,43	16,05	6,96
Total	99,94	99,98	98,91	99,91	99,62	99,42	100,40	99,82	100,14	99,28	100,18	99,46	99,71	100,28	99,78
W ⁶⁺	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Nb	1,50	1,47	1,61	1,26	1,56	1,58	1,47	1,73	1,72	1,71	1,72	1,51	1,21	1,71	1,67
Ta	0,47	0,49	0,24	0,72	0,40	0,38	0,45	0,18	0,19	0,17	0,19	0,45	0,77	0,19	0,25
Ti	0,03	0,05	0,19	0,02	0,04	0,04	0,05	0,08	0,08	0,09	0,08	0,04	0,02	0,08	0,03
Sn ⁴⁺	0,01	0,01	0,48	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
U ⁴⁺	0,00	-	0,00	-	0,00	0,00	-	-	-	-	-	0,00	-	-	-
Y ³⁺	n.a.	n.a.	0,01	0,01	-	-	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	-	-	0,02	0,03
Sb ³⁺	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mg	0,01	-	-	-	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	-	0,02	0,00
Mn ²⁺	0,24	0,26	0,14	0,39	0,28	0,23	0,19	0,16	0,18	0,17	0,16	0,26	0,44	0,18	0,65
Fe ²⁺	0,72	0,69	0,74	0,58	0,68	0,71	0,77	0,77	0,75	0,78	0,76	0,70	0,53	0,78	0,35
Cat.Sum	2,99	2,98	3,41	3,03	2,98	2,97	2,99	2,98	2,97	2,99	2,96	2,98	2,98	3,00	3,00

Tabla.9.2.9-16a. Análisis químico por microsonda electrónica de cristales de pirocloro asociados a las pegmatitas de tipo V del campo pegmatítico de Giraúl. Arriba, datos en % en peso. Abajo, proporciones atómicas y fórmula estructural calculadas en base a los cationes B (=Ta + Nb + Ti + W+Sn) = 2; (OH)- calculado para que la suma total de aniones sea 7. SP =estibiopirocloro; Sb= estibiobetafita; CM= calciopirocloro, UM= uranopirocloro, n.a. no analizado

Tercera zona intermedia									
Muestra	K100R	K100L	K100C-B	K100C-B	K100C-B	K100C-B	K100C-B	K100C-B	K100C-B
Mineral	SP	SB	CM	CM	CM	UM	UM	UM	UM
Análisis	a6	1	20	43	53	16	19	46	19
WO ₃	1,38	1,19	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nb ₂ O ₅	52,75	24,23	18,53	12,42	18,04	9,11	5,63	11,24	11,92
Ta ₂ O ₅	12,29	19,45	58,29	67,57	59,04	63,11	66,83	55,74	57,03
TiO ₂	0,72	10,51	0,40	0,16	0,24	0,11	0,25	0,71	0,80
SnO ₂	0,24	0,72	0,21	0,18	0,15	0,27	0,28	3,45	2,81
UO ₂	-	-	0,15	0,10	0,03	14,61	14,53	14,88	16,04
Sc ₂ O ₃	0,42	0,32	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Y ₂ O ₃	0,56	-	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sb ₂ O ₃	21,70	25,92	0,55	0,40	0,52	0,41	0,27	0,65	0,92
Bi ₂ O ₃	n.a.	n.a.	0,04	0,08	0,15	-	-	0,20	-
CaO	0,24	0,03	9,50	10,65	10,42	3,33	3,69	5,65	3,22
MnO	2,34	0,10	0,17	0,10	0,29	0,22	0,19	-	0,47
FeO	4,60	1,32	0,65	0,22	0,59	0,39	0,49	0,04	0,49
SrO	0,42	0,81	2,71	1,22	1,79	-	0,30	0,85	0,95
PbO	-	9,34	0,09	0,00	0,07	3,05	2,75	1,34	0,80
Na ₂ O	2,72	0,56	5,52	6,23	6,49	2,49	1,78	3,87	0,28
K ₂ O	0,07	-	-	-	-	0,02	0,03	0,01	0,17
F	0,24	0,16	5,23	5,26	4,92	0,98	0,47	0,79	-
OH	0,38	0,67	-	-	-	0,28	0,51	0,16	1,04
O=F	0,10	0,07	2,20	2,21	2,07	0,41	0,20	0,33	-
Total	100,87	95,20	97,64	100,16	98,60	97,55	97,60	98,91	96,94
W ⁶⁺	0,027	0,027	-	-	-	-	-	-	-
Nb	1,690	0,885	0,681	0,464	0,667	0,384	0,242	0,459	0,476
Ta	0,237	0,427	1,288	1,519	1,313	1,598	1,729	1,368	1,371
Ti	0,038	0,638	0,024	0,010	0,015	0,008	0,018	0,048	0,053
Sn ⁴⁺	0,007	0,023	0,007	0,007	0,005	0,010	0,011	0,124	0,099
U ⁴⁺	-	-	0,003	0,002	0,001	0,303	0,308	0,299	0,316
Sc ³⁺	0,026	0,023	-	-	-	-	-	-	-
Y ³⁺	0,021	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb ³⁺	0,634	0,863	0,018	0,014	0,018	0,016	0,011	0,024	0,034
Bi ³⁺	0,000	0,000	0,001	0,002	0,003	-	-	0,005	-
Ca	0,018	0,003	0,827	0,944	0,913	0,332	0,376	0,546	0,305
Mn ²⁺	0,140	0,007	0,012	0,007	0,020	0,017	0,015	0,000	0,035
Fe ²⁺	0,273	0,089	0,044	0,015	0,040	0,030	0,039	0,003	0,036
Sr	0,017	0,038	0,128	0,058	0,085	-	0,017	0,044	0,049
Pb ²⁺	-	0,203	0,002	0,000	0,002	0,076	0,070	0,033	0,019
Na	0,374	0,088	0,870	0,999	1,029	0,450	0,328	0,677	0,048
K	0,006	-	-	-	-	0,002	0,004	0,001	0,019
F	0,054	0,041	1,344	1,375	1,272	0,289	0,141	0,226	-
OH	0,179	0,363	-	-	-	0,177	0,326	0,093	0,612
B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
A		1,313	1,904	2,040	2,110	1,227	1,168	1,633	0,861
San	7,000	7,000	8,482	8,604	8,504	7,000	7,000	7,000	7,000