ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

ESCUELA DE INGENIERÍA

GEOLOGÍA Y METALOGÉNIA DEL ÁREA MINERA SULTANA, PROVINCIA DE ZAMORA CHINCHIPE - ECUADOR

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

GALO WILFRIDO YAUTIBUG GUAGCHA

(gyautib@hotmail.com)

Director: Dr. Arturo Egüez

(art_eguez@hotmail.com)

Quito, Febrero del 2009

DECLARACIÓN

Yo, Galo Wilfrido Yautibug Guagcha, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

_____

Galo W. Yautibug G.

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Galo Wilfrido Yautibug Guagcha, bajo mi supervisión.

_____

Dr. Arturo Egüez

DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Al Ing. Allen Brown Hidalgo, Presidente Ejecutivo de la empresa Sultana del Cóndor Minera S.A., auspiciante de este proyecto de investigación.

Al Dr. Arturo Egüez, Jefe de Exploraciones de la empresa Sultana del Cóndor Minera S.A., por su guía y acertada dirección en la elaboración de este proyecto.

Al Ing. Osman Poma e Ing. José Quinga por sus enriquecedores comentarios y discusiones.

Al Ing. José Prado, Belén Vallejo, Paulina Vallejo, Isabel Morales, Manolo Andrade, Blanca Orellana, Karen Manjares, Fausto Domínguez, Lourdes Amaya, Nestor Vila, Edgardo Rodríguez, Tomas Simbaña, William Vinueza, Juan Dávila, Alberto Zumba por su amistad y ayuda.

A mis profesores de la Escuela Politécnica Nacional: Ing. Pablo Duque, Ing. Halina Lachowicz, Ing. Galo Plaza, Ing. Renán Cornejo, Ing. Tomas Espinoza, Ing. Rocío López.

A mis compañeros de la facultad: Patricio S., Diana R., Lilia P., Luis C., Jorge M., Juan E., Pablo Ch., Paúl S., Luis A., Kabir A., Vero B., Rolando G., Jorge B., Johanna L., Silvia V., Cristian N., Fernando T., Angélica R.

A Irina L. por su apoyo incondicional

DEDICATORIA

A mis padres
y mis hermanos

CONTENIDO

Página

RESUMEN

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES 1
1.2 OBJETIVOS 2
1.2.1 OBJETIVO GENERAL *2*
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS *2*
1.3 ALCANCE 2
1.4 GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO 3
1.4.1 UBICACIÓN Y ACCESO *3*
1.4.2 CLIMA Y VEGETACIÓN *5*
1.4.3 FISIOGRAFÍA E HIDROGRAFÍA *6*
1.4.4 ASPECTOS SOCIO-ECONÓMICOS *6*
1.5 BREVE RESEÑA DE LOS TRABAJOS ANTERIORES EN EL ÁREA MINERA SULTANA 8
1.6 METODOLOGÍA 10

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 INTRODUCCIÓN 12
2.2 ESTRATIGRAFÍA 16
2.2.1 LITOLOGÍAS PRE- A SYN - BATOLÍTICAS 16
2.2.2 COMPLEJO INTRUSIVO DE ZAMORA 18
2.2.3 LITOLOGÍAS POST- BATOLÍTICAS 19
2.3 MAGMATISMO Y VOLCANISMO 20
2.4 ESTRUCTURAS 21
2.5 MINERALIZACIÓN 22
2.5.1 DEPÓSITOS PORFÍDICOS 22
2.5.2 DEPÓSITOS EPITERMALES Y EPI-MESOTERMALES 23
2.5.3 DEPÓSITOS DE SKARN Y ALOJADOS EN SKARN 25

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1 INTRODUCCIÓN 27
3.2 UNIDAD SULTANA INFERIOR 30
3.2.1 SUBUNIDAD BRECHA BASAL 31
3.2.2 SUBUNIDAD 28 33
3.2.2.1 Subunidad 28 Inferior 33
3.2.2.2 Subunidad 28 Superior 39
3.2.3 SUBUNIDAD ROBÍN 40

3.2.4 ROCAS INDIFERENCIADAS 42
3.3 UNIDAD SULTANA SUPERIOR 45
3.3.1 SUBUNIDAD BRUCE 45
3.3.1.1 Subunidad Bruce Inferior 47
3.3.1.2 Subunidad Bruce Medio 49
3.3.1.3 Subunidad Bruce Superior 50
3.3.2 SUBUNIDAD MAURICE 51
3.3.3 SUBUNIDAD TOSCÓN 54
3.4 UNIDAD FORTUNA 57
3.5 DEPÓSITOS RECIENTES 59
3.6 INTRUSIVOS 59
3.6.1 DACITA 59
3.6.2 ANDESITA SUBVOLCÁNICA 61
3.6.3 PÓRFIDO DE HORNBLENDA 63
3.7 CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA 64
3.8 ESTRUCTURAS 66
3.8.1 FRACTURACIÓN 66
3.8.1.1 Fallas Mayores 66
3.8.1.2 Estructuras de los diferentes Sectores 67
3.8.2 PLEGAMIENTO 69
3.8.3 DEFORMACIÓN SINSEDIMENTARIA 70

CAPÍTULO 4: SÍNTESIS DE LOS MODELOS TEÓRICOS APLICABLES

4.1 INTRODUCCIÓN 74
4.2 SKARNS Y DEPÓSITOS DE SKARN 75
4.2.1 GENERALIDADES 75
4.2.2 MINERALOGÍA DEL SKARN 77
4.2.3 METAMORFISMO Y METASOMATISMO 80
4.2.4 ZONACIÓN EN SISTEMAS DE SKARN 83
4.2.5 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS DEPÓSITOS DE SKARN DE ORO 84
4.3 DEPÓSITOS EPITERMALES DE BAJA SULFURACIÓN 86
4.3.1 GENERALIDADES 86
4.3.2 CARACTERIZACIÓN DE LA ADULARIA 89
4.4 METALES Y FLUIDOS 91
4.4.1 ORIGEN DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES 91
4.4.2 MECANISMOS DE PRECIPITACIÓN MINERAL 92
4.4.2.1 Ebullición 92
4.4.2.2 Mezcla de fluidos 94

CAPÍTULO 5: CARACTERIZACIÓN DE LA MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN

5.1 INTRODUCCIÓN 96

5.2 DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES TIPOS DE ALTERACIÓN..... 97
5.2.1 SILICIFICACIÓN 97
5.2.2 SKARNIFICACIÓN 99
5.2.2.1 Skarn de granate ± piroxeno 99
5.2.2.2 Skarn de piroxeno ± granate 102
5.2.2.3 Skarn de epidota ± piroxeno ± granate 103
5.2.2.4 Vetillas de granate o diópsido 104
5.2.2.5 Lentes con cuarzo - granate amarillo miel y/o granate verde oliva.. 105
5.2.2.6 Alteración clorita - tremolita - calcita..... 107
5.2.3 ADULARIZACIÓN 108
5.2.3.1 Cuarzo - adularia - granate verde oliva y/o granate amarillo miel 108
5.2.3.2 Adularia - clorita - tremolita - calcita 109
5.2.3.3 Cuarzo - adularia ± clorita 110
5.2.3.4 Cuarzo - adularia - epidota - pirita ± clorita..... 111
5.2.3.5 Adularia de reemplazamiento..... 112
5.2.3.6 Adularia - cuarzo - pirita 114
5.2.4 PROPILITIZACIÓN..... 114
5.2.5 SISTEMA DE VETILLAS 115
5.3 MINERALIZACIÓN..... 117
5.4 MODELO DE ZONACIÓN DE MINERALES DE SKARN 122

CAPÍTULO 6: CONSIDERACIONES METALOGÉNICAS

6.1 CONTROLES PARA LA MINERALIZACIÓN..... 127
6.1.1. CONTROL LITOLÓGICO 127
6.1.2. CONTROL ESTRUCTURAL 129
6.2 EVOLUCIÓN METALOGÉNICA 131
6.2.1. FASE PROGRADA..... 131
6.2.2. FASE RETRÓGRADA..... 133
6.2.3. FASE HIDROTERMAL 135
6.2.4. FASE POST-MINERAL 136
6.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA..... 136

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES 142

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 150

ANEXO 1: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS EN LÁMINA DELGADA

Página

MAPAS

Mapa 1. Ubicación y acceso al área minera Sultana..... 4
Mapa 2. Topográfico y de galerías subterráneas 7
Mapa 3. Geología del Distrito Zamora..... 15
Mapa 4. Geológico del Cinturón de Nambija..... 24
Mapa 5. Geológico del Proyecto Sultana - GFE..... 28
Mapa 6. Geológico de Sultana 29

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Coordenadas UTM de la concesión minera Sultana. 3
Tabla 2. Mineralogía de skarn, tomado de Meinert y otros (2005). 78
Tabla 3. Secuencia paragenética en Sultana..... 132

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Terrenos litotectónicos del Ecuador (modificado de Chiaradia y otros, 2005) 13
Figura 2. Evolución magmática y eventos tectónicos en la Cuenca Oriente, modificado de Baby y otros (1999)..... 20
Figura 3. Columna estratigráfica de la Mina 28..... 35
Figura 4. Columna estratigráfica de la Subunidad Bruce. 48
Figura 5. Columna estratigráfica de la Subunidad Maurice..... 52
Figura 6. Columna estratigráfica de la Subunidad Toscón..... 55
Figura 7. Correlación estratigráfica entre los Sectores Norte, Bruce, Central y Toscón. 65
Figura 8. Esquema de evolución sinsedimentaria por una falla en extensión y posterior reactivación por comprensión. Mina 28..... 71
Figura 9. Tipos de formación de skarn, modificado de Meinert y otros (2005)..... 76
Figura 10. Diagramas ternarios composicionales de granate y piroxeno en los diferentes tipos de skarn, tomado de Meinert (1992). 79
Figura 11. Estados de evolución de un depósito de skarn asociado a un plutón, modificado de Meinert y otros (2005)..... 81
Figura 12. Esquema de la relación entre los ambientes de baja y alta sulfuración en base al equilibrio mineral (modificado de Kanazirski, 1992 en Queralt y otros,

1996). Ad. Adularia. Al. Alunita. K. Kaolinita. Pf. Pirofilita. Qz. Cuarzo. Se. Sericita. 87

Figura 13. Esquema estructural general de los depósitos epitermales de baja sulfuración, modificado de Buchanan, 1981 en Camprubí y otros, 2006. 88

Figura 14. Esquema gráfico de los estilos de alteración en el skarn principal de la Mina 28, escala vertical aproximada, escala horizontal esquemática. 100

Figura 15. Esquema gráfico de los estilos de alteración en el skarn del “Nivel -1” en la Mina Bruce. 100

Figura 16. Relación entre la abundancia relativa de minerales de skarn (granate, diópsido y epidota) con la profundidad. 123

Figura 17. Abundancia relativa de adularia, clorita y tremolita en los Sectores Norte, Bruce, Central y Toscón. 125

Figura 18. Modelo de zonación del sistema de skarn en Sultana. 126

Figura 19. Sistema estructural y galerías (Mina 28 y Mina Bruce). 130

Figura 20. Elipsoide de esfuerzos para los sistemas estructurales de Sultana.. 130

Figura 21. Evolución Geológica de Sultana……..141

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1. Fuerte relieve de montaña y el verdor de la vegetación predominan en la zona. 5

Foto 2. Brecha volcanoclástica en una matriz fina silicificada y propilitizada, con cuarzo (qz) y clorita (chl). SS05-54 m. 32

Foto 3. Lítico de composición andesítica en una matriz con plagioclasa (plg) altamente propilitizada con epidota (ep). N y NX. M28-1. 32

Foto 4. Bandeamiento de skarn de granate con tobas silicificadas. Mina 28. 34

Foto 5. Skarns de granate - piroxeno con tobas de lapilli y tobas silicificadas de la Subunidad 28 Inferior. Sector Norte. 34

Foto 6. Microfotografía de un skarn de granate masivo (gr). N. DH28-36-11 m.. 36

Foto 7. Microfotografía de un cristal de granate (gr) en una matriz propilitizada (clorita=chl, calcita, epidota = ep). N y NX. DH28-39-5.9 m. 38

Foto 8. Tobas silicificadas masivas y laminadas con intercalaciones menores de granate (gr), epidota (ep) y clorita (chl) pertenecientes a la Subunidad 28 Superior. 39

Foto 9. Tobas silicificadas laminadas en la quebrada Robín..... 40

Foto 10. Tobas laminadas silicificadas gris claras a negras con intercalaciones menores de tobas de lapilli. 41

Foto 11. Microfotografía de una toba laminada silicificada con cuarzo (qz) y plagioclasa (plg), atravesada por una vetilla de cuarzo - granate (gr), la plagioclasa con débil alteración propilítica. N y NX. SS03-96 m. 42

Foto 12. Estratificación de lutitas negras silicificadas y limolitas tobáceas amarillas en la quebrada Henry. 44

Foto 13. Toba piroclástica laminada con finas capas negras hialoclastíticas. Sector Toscón al SSW. 44

Foto 14. Microfotografía de una toba piroclástica con plagioclasa (plg) y vidrio volcánico (vv). NX. Sector Toscón al SSW..... 44

Foto 15. Varios skarns de granate (gr) café claro - blanco - amarillo con piroxeno verde azulado (px=diópsido) y epidota (ep). Sector Bruce..... 47

Foto 16. Microfotografía de un skarn de piroxeno masivo (px=diópsido), cavidades rellenas de clorita (chl). N y NX. SS09-60.3 m. 50

Foto 17. Bandeamiento de skarn de granate café en tobas arenosas epidotizadas. Mina Bruce. 51

Foto 18. Microfotografía de tobas enteramente epidotizadas (ep). NX. DHB-22-20.2 m. 51

Foto 19. Varios tipos de brechas conglomeráticas típicas de la Subunidad Maurice con líticos de tobas de lapilli, andesitas, microdioritas, tobas silicificadas, chert negro. 53

Foto 20. Microfotografía de una brecha piroclástica mostrando un lítico andesítico en una matriz fina intensamente propilitizada con clorita (chl) y epidota (ep). N y NX. G733-bx..... 53

Foto 21. Tobas skarnificadas de piroxeno intensamente propilitizadas y silicificadas con parches de cuarzo - pirita. Sector Toscón. 56

Foto 22. Toba skarnificada con diópsido (px) alterada a tremolita (tr) y epidota (ep). NX. G689-Tb. 56

Foto 23. Toba epidotizada (ep) con venillas rellenas de hematita (hm) producto de la meteorización. NX. G689-Tb. 57

Foto 24. Tobas arenosas epidotizadas e intensamente argilitizadas atravesado con vetillas de óxido de hierro - manganeso. Sector Toscón. 57

Foto 25. Andesita afanítica de color gris oscuro atravezada por vetillas rellenas de de epidota, clorita y pirita. Quebrada Robín, DY-R1 58

Foto 26. Microfotografía de una andesita finogranular que muestra cierta textura fluidal en cristales finos de plagioclasa (plg), la epidota (ep) forma aureolas alrededor de vetillas. NX. DY-R1..... 58

Foto 27. Pórfido cuarzodiorítico con cristales de feldespato (feld), cuarzo (qz), plagioclasa (plg) y biotita (bio). Quebrada Derrumbe. DY-R2. 60

Foto 28. Microfotografía de un pórfido cuarzodiorítico con fenocristales de feldespato (feld), cuarzo (qz), plagioclasa y biotita (bio) en una matriz fina de feldespato, plagioclasa y cuarzo, la biotita se altera a clorita. NX. DY-R2. 60

Foto 29. Pórfido andesítico con fenocristales de plagioclasa (plg), hornblenda (hrbl) y cuarzo (qz) en una matriz afanítica, atravesado por vetillas de cuarzo - calcita (cc). SS06-50 m. 62

Foto 30. Andesita subporfídica gris con cristales de plagioclasa y augita en una matriz fina hialocristalina. SS07- 95 m. 62

Foto 31. Andesita subvolcánica que lleva magnetita, atraviesa a tobas laminadas silicificadas. SS04-44.8 m. 62

Foto 32. Microfotografía de una andesita subvolcánica negra de textura microporfídica con cristales de augita (px) y plagioclasa (plg) que se altera a clorita (chl), en una matriz fina de plagioclasa. NX. SS04-43.8 m. 62

Foto 33. Pórfido de hornblenda con fenocristales de hornblenda y augita en una matriz afanítica. Vía al Toscón en la quebrada Maurice. 63

Foto 34. Dique hornbléndico que rellena fracturas cortando a tobas skarnificadas y epidotizadas. Mina Bruce. 63

Foto 35. Estructura compresional que genera una brecha de falla. Mina 28 68

Foto 36. Falla subhorizontal que desplaza a un dique andesítico. Mina Bruce. ... 68

Foto 37. Plegamiento en lutitas negras silicificadas. Sector Toscón. 70

Foto 38. Estructuras boundinage en lutitas negras silicificadas. Sector Toscón. . 70

Foto 39. Contacto slump entre un skarn de granate y una toba epidotizada. Mina Bruce. 72

Foto 40. Dique sedimentario skarnificado atravesando a tobas laminadas silicificadas. SS01-20 m. Tomado de Meinert (2006). 73

Foto 41. Microfotografía de una toba de ceniza fina silicificada con microlitos de cuarzo y plagioclasa. NX. SS01-59 m. 97

Foto 42. Brecha volcanoclástica gruesa silicificada. SS11-35.2 m. 98

Foto 43. Skarn bandeado de granate café oscuro, Mina 28, tomado de Meinert (2006). 101

Foto 44. Skarn bandeado de granate café claro - crema, Mina Bruce. 102

Foto 45. Skarn de diópsido verde azulado (px) en contacto con epidota (ep), último pulso tardío de granate miel es cortado por vetillas de cuarzo (qz). SS11-28.8 m. 103

Foto 46. Microfotografía de un skarn de diópsido masivo (px). NX. SS09-60.3 m. 103

Foto 47. Skarn de granate y diópsido, donde el diópsido (px) es alterado a epidota (ep) atravesado por vetillas tardías de granate café (gr). SS11-22.8 m. 104

Foto 48. Microfotografía de un skarn de granate (gr) - diópsido (px) retrogradando a epidota (ep). NX. DHB-22-20.2 m. 104

Foto 49. Vetillas rellenas de granate en tobas finas silicificadas. Mina 28. 105

Foto 50. Microfotografía de una vetilla rellena de granate (gr) que atraviesa una toba fina silicificada con cuarzo (qz) y feldespato (feld). NX. SS01-59 m. 105

Foto 51. Lente con zonación cuarzo - granate amarillo - granate verde - px en un skarn de granate masivo. Mina 28. 106

Foto 52. Skarn de granate verde oliva (gr) junto con cuarzo (qz). Mina 28. 106

Foto 53. Stockwork con cuarzo lechoso que genera halo de granate verde. Mina 28. Tomado de Meinert (2006). 107

Foto 54. Skarn de granate (gr) y piroxeno (diópsido=px) alterado a clorita (chl), tremolita (tr) y calcita (cc). SS04-110.5 m. 108

Foto 55. Microfotografía de un skarn de granate (gr) y diópsido (px) alterado a clorita (chl), tremolita (tr) y calcita (cc). SS02-181.5 m 108

Foto 56. Paragénesis cuarzo (qz), adularia (ad), granate verde y amarillo (gr). SS03-126 m. Mina 28, Nivel (-1). 109

Foto 57. Adularia (ad) blanca - rosada con clorita (chl), tremolita (tr), junto a un skarn de granate (gr) y diópsido (px). SS03-116.6 m. 110

Foto 58. Microfotografía que muestra a la paragénesis adularia (ad), clorita (chl), junto con tremolita (tr), epidota (ep) y granate (gr). N y NX. SS05-35.3 m. 110

Foto 59. Paragénesis cuarzo (qz), clorita (chl), oro y adularia (ad), en un skarn de piroxeno y granate. Mina 28. 111

Foto 60. Veta con cuarzo (qz), pirita (py), epidota (ep), oro y adularia (ad). Mina 28. 112

Foto 61. Microfotografía con cristales euhedrales de adularia (ad) inalterados, en un skarn intensamente retrogradado a clorita (chl) - tremolita (tr) - calcita (cc). NX. SS01-105.4 m. 112

Foto 62. Vetilla de clorita (chl) - pirita (py) se sobreimpone a la alteración de adularia (ad) en una brecha volcanoclástica con matriz adularizada. SS04-119 m. Tomado de Meinert (2006). 113

Foto 63. Brecha sedimentaria skarnificada (diópsido=px), epidotizada (ep) y con clastos selectivos adularizados (ad). SS11-34 m. 113

Foto 64. Vetillas de adularia cortan a un skarn de piroxeno (diópsido). Mina Bruce. 113

Foto 65. Brecha volcanoclástica skarnificada (diópsido=px, epidota=ep) con una intensa cloritización (chl). SS11-40.5 m. 114

Foto 66. Microfotografía de una brecha volcanoclástica con alteración clorítica (clorita=chl - pirita=py). Sector Toscón. 114

Foto 67. Vetillas de cuarzo (qz) y calcita (cc) cortan a lentes mineralizados de cuarzo y oro. Mina 28. 116

Foto 68. Vetilla de cuarzo (qz) y pirita (py) que corta a una vetilla de pirita. SS10-28.6 m. 116

Foto 69. Vetillas de clorita (chl) - epidota (ep), cortan a una veta de cuarzo (qz) en una toba fina silicificada. SS05-34.2 m. 117

Foto 70. Vetilla rellena de calcopirita (cpy) con alteración a malaquita (mlq). SS10-41.8 m. 117

Foto 71. Microfotografía que indica la presencia de oro (Au) intersticial en un skarn de diópsido (px). NX. DHB-8-15.3 m. 118

Foto 72. Microfotografía con cuarzo (qz) - tremolita (tr) - calcita (cc) - oro (Au) en un skarn de granate (gr). NX. DHB-17-11.7 m. 119

Foto 73. Oro fino en skarn de granate (gr) - diópsido (px) - clorita (chl), relacionado posiblemente a la retrogradación del skarn. Mina 28..... 120

Foto 74. Toba skarnificada (px = diópsido), epidotizada (ep = epidota) con pirita diseminada (py = pirita). Sector Toscón. 121

Foto 75. Microfotografía que muestra un skarn de diópsido (px) con pirita (py) diseminada y en vetillas. NX. SS02-103.2 m..... 121

Foto 76. Granate (gr) que muestra una zonación concéntrica. NX. DH28-39-8.5 m. 122

Foto 77. Granate prograd (and=andradita?) con bordes retrogradados (gros=grosularita?) en contacto con una vetilla hidrotermal de cuarzo (qz). NX. M28-2 122

RESUMEN

El área minera de Sultana se localiza en la provincia de Zamora Chinchipe, al Sur del denominado distrito minero de Nambija. Para este estudio se han considerado los siguientes objetivos: i) una redefinición de la estratigrafía local; ii) la descripción de los procesos de alteración y mineralización; iii) la identificación de un modelo de zonación del sistema de skarn; y, iv) el desarrollo de un modelo geológico - metalogénico. Este estudio contempla el logeo de 2000 metros de perforaciones al interior de las minas y el estudio de un total de 40 láminas delgadas.

La estratigrafía local se caracteriza por tres unidades litológicas denominadas:

1.- Unidad Sultana Inferior.- Consiste de brechas piroclásticas, tobas de lapilli, skarns, tobas masivas y laminadas. Esta unidad comprende las subunidades Brecha Basal, 28 y Robín, incluyendo también un grupo de rocas indiferenciadas.

2.- Unidad Sultana Superior.- Consiste de skarns, tobas y brechas piroclásticas. Esta unidad comprende las subunidades Bruce, Maurice y Toscón.

3.- Unidad Fortuna.- Consiste de flujos de lava de composición andesítica.

Los principales cuerpos intrusivos comprenden: dacita, andesitas subvolcánicas y un pórfido de hornblenda.

El modelo de alteración y mineralización en Sultana involucra a eventos tanto metasomáticos como hidrotermales distinguiéndose cuatro tipos de alteración:

1.- Silicificación.- De grado bajo a moderado comúnmente en rocas de composición más ácida.

2.- Skarnificación.- Afecta a rocas de composición más cálcica presentándose varias paragénesis que reflejan diversos estados de evolución como: i) Skarn de granate ± diópsido; ii) Skarn de diópsido ± granate; iii) Skarn de epidota ± diópsido ± granate; iv) Vetillas de granate o diópsido; v) Lentes de cuarzo - granate amarillo y/o granate verde oliva ± oro; y, vi) Clorita - tremolita - calcita.

3.- Adularización.- Principalmente define el estado epitermal mediante: i) Cuarzo - adularia - granate verde oliva y/o granate amarillo ± oro; ii) Adularia - clorita - tremolita - calcita; iii) Adularia mate; iv) Cuarzo - adularia ± clorita ± oro; v) Cuarzo - adularia - epidota - pirita ± clorita ± oro; vi) Adularia de reemplazamiento; y, vii) Adularia - cuarzo - pirita ± oro

4.- Propilitización.- Por la asociación de clorita ± epidota ± tremolita ± pirita ± calcita ± cuarzo en forma pervasiva o de vetillas.

Las paragénesis particulares que reportan mineralización son: i) Oro fino en skarns de diópsido; ii) Cuarzo ± oro; iii) Pirita + óxidos de Fe + óxidos de Mn ± cuarzo ± oro. El modelo de zonación del sistema de skarn es vertical con un mayor grado de skarnificación conforme se profundiza. Los estados de evolución metalogénica se definen por: i) Fase prógrada (Jr_{md}); ii) Fase retrógrada (Jr_{md-tr}); iii) Fase epitermal (Jr_{tr}); iv) Fase post-mineral (Jr_{tr} - Kr_{tm}); y, v) Enriquecimiento supergénico (Cz).

ABSTRACT

Sultana's mining area is located in Zamora Chinchipe, to the south of the mining district denominated Nambija. This study considers the following objectives: i) redefinition of the stratigraphy; ii) description of mineralization and alteration processes; iii) identification of the model of a skarn zonation system; and, iv) development of a geologic - metalogenic model. This study contemplates: logeo of 2000 meters of perforations to the interior of the mines and study of a total of 40 thin sections.

The local stratigraphy is characterized by three lithology units denominated:

1.- Lower Sultana Unit.- It consists of pyroclastic breccias, lapilli tuffs, skarns, massive and laminate tuffs. This unit is divided in Basal Breccia, 28 and Robin sub-unit, also including a group of rocks not differentiated.

2.- Upper Sultana Unit.- It consists of skarns, tuffs and pyroclastic breccias. This unit is divided in Bruce, Maurice and Toscon sub-unit.

3.- Fortuna Unit.- It consist of several andesitic lava flows

The main intrusive bodies are: dacite, subvolcanics andesite and hornblende porphyry.

The alteration and mineralization model in Sultana involve to events metasomatic and hydrothermal being distinguished four alteration types:

1.- Silicification.- Of low grade to moderate commonly in acid rocks.

2.- Skarnification.- It affects rocks of more calcic composition showing up several paragenesis that reflect diverse evolution states like: i) garnet-diopside skarn; ii) diopside-garnet skarn; iii) epidote-diopside-garnet skarn; iv) vein filled by garnet or diopside; v) Vugs filled by quartz, yellow garnet and/or green garnet ± gold; and, vi) chlorite - tremolite - calcite.

3.- Adularization.- It defines a epithermal alteration: i) quartz, adularia, yellow garnet and/or green garnet, ±gold; ii) adularia, chorite, tremolita, calcite; iii) opaque adularia; iv) quartz, adularia, ±chlorite, ±gold; v) quartz , adularia, epidote, pyrite, ±chlorite, ±gold; vi) replace adularia; and, vii) adularia, quartz, pyrite, ±gold.

4.- Propylitization.- For the chlorite, ±epidote, ±tremolite, ±pyrite, ±calcite, ±quartz association in veins and pervasive.

The particular paragenesis that report mineralization is: i) fine gold in diopside skarns; ii) quartz, ±gold; iii) pyrite, Fe oxides, Mn oxides, ±quartz, ±gold. The zonation pattern of the skarn system is vertical with a bigger skarnification grade in depth. The metalogenic evolution model is: i) prograde phase (Jr_{md}); ii) retrograde phase (Jr_{md-tr}); iii) epithermal phase (Jr_{tr}); iv) post-mineral phase (Jr_{tr} - Kr_{tm}); y, v) supergene enrichment (Cz).

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

Los primeros indicios de la actividad minera en el área de Sultana datan de la época pre-colonial, que incluso pudo extenderse hasta la época colonial (Navarro, 1986). Desde 1985, conexo con el redescubrimiento de las minas de Nambija, lavadores de oro independientes subiendo por las quebradas de la Cordillera de Nanguipa descubren los indicios minerales del Cerro Sultana. Estas personas guiadas por vestigios de explotaciones antiguas se agrupan formando la Cooperativa Sultana comenzando una explotación artesanal. Posteriormente se constituye la empresa Sultana del Cóndor Minera S.A., obteniendo la concesión de exploración del área, donde se realizan varios trabajos geológicos y mineros hasta mediados de 1992.

En el período 1992 - 1996, Sultana del Cóndor Minera S.A. conforma una asociación "joint venture" con la empresa internacional Gold Fields S.A. para que ésta realice la exploración del área. Gold Fields realiza trabajos que incluyen levantamientos topográficos, cartografía geológica y muestreos detallados de rocas tanto de superficie como de galerías subterráneas, hasta perforaciones a diamantina. Ante los resultados poco satisfactorios para sus expectativas, la empresa termina sus labores en la asociación con Sultana del Cóndor Minera S.A.

Desde 1997, Sultana del Cóndor Minera S.A. realiza labores de exploración y explotación en el marco de la ley y normativas vigentes hasta la actualidad.

Partiendo de la geología preliminar de Sultana descrita por Hartmann y otros (1995), la empresa Sultana del Cóndor Minera S.A. ha generado una extensa información geológica que no ha sido compilada y analizada adecuadamente, por tal motivo el propósito de esta investigación radica en estudiar metodológicamente la información geológica disponible y contribuir con nueva información referente

principalmente a los diferentes tipos de alteración y mineralización que ocurren en el área minera Sultana, en virtud de que el estudio geológico es la base principal de la industria minera.

Los resultados serán una contribución al conocimiento de la geología y metalogénia del distrito minero de Nambija.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

- Establecer las características geológicas y metalogénicas del área minera Sultana.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Redefinir la estratigrafía local del área minera Sultana.
- Describir la mineralogía y petrografía relacionada con los procesos de alteración y mineralización.
- Identificar un modelo de zonación del sistema de skarn.
- Desarrollar un modelo geológico y metalogénico para el área minera.

1.3 ALCANCE

Este estudio no contempla la realización de una nueva cartografía geológica, tan solo se limita a una compilación de mapas geológicos realizados por Sultana del Cóndor Minera S.A.; además, se incluye el reconocimiento geológico de galerías subterráneas en las Minas 28 y Bruce conjuntamente con la revisión de 1800 metros de perforaciones a diamantina de superficie del programa de perforación realizada por Sultana del Cóndor Minera S.A. durante el año 2004. Este proyecto contempla el logeo de 2000 metros de perforaciones a diamantina al interior de las minas y el estudio de un total de 40 láminas delgadas. La identificación

mineralógica y las paragénesis de alteración se determinan de manera macroscópica y en microscopio petrográfico.

1.4 GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.4.1 UBICACIÓN Y ACCESO

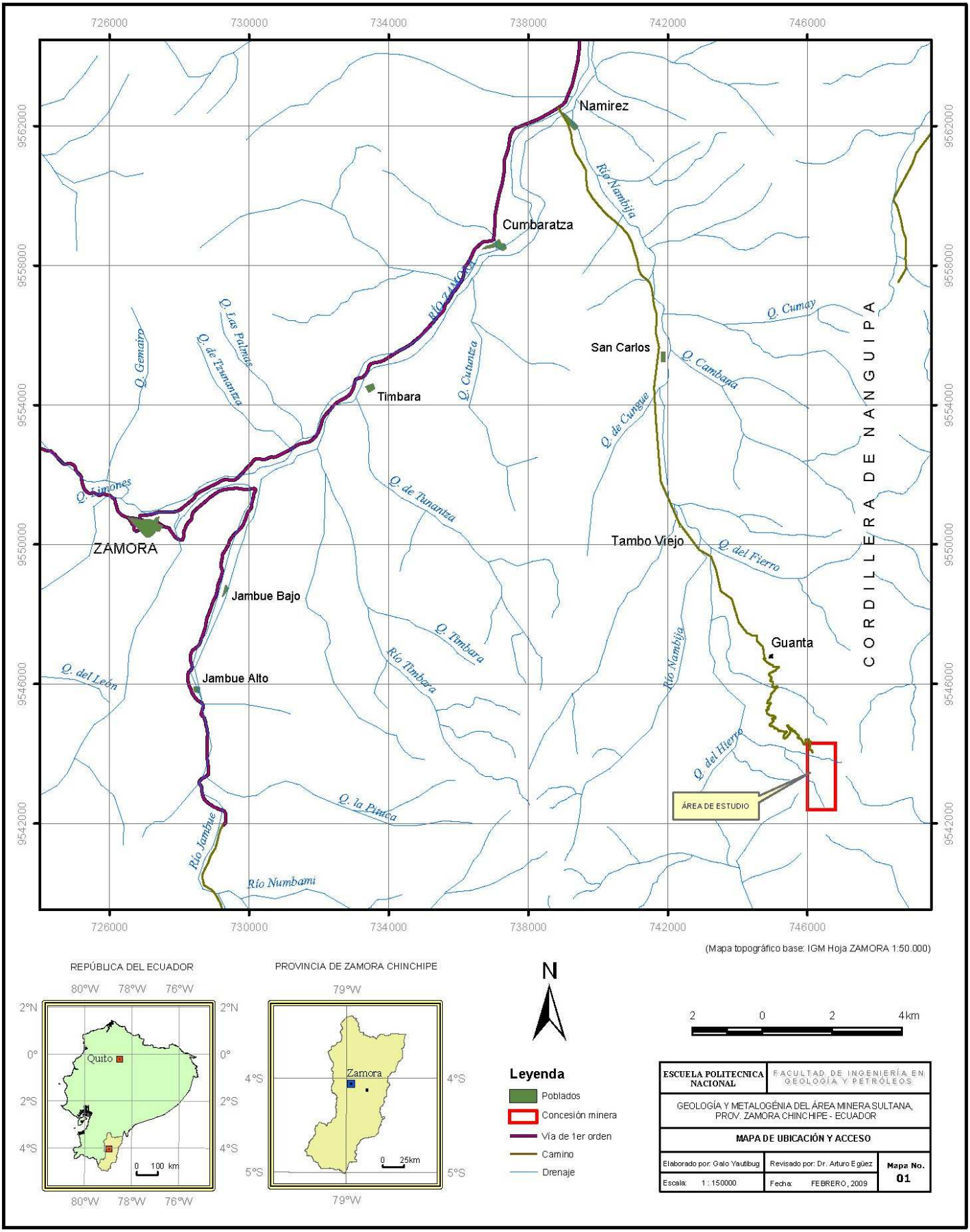
El área minera de Sultana se localiza en el cantón Zamora perteneciente a la provincia de Zamora Chinchipe, formando parte del denominado distrito minero de Nambija en la Cordillera de Nanguipa, a 450 km de Quito y 40 km del límite con el Perú (Mapa 1).

Para acceder a la zona de estudio se debe avanzar desde la ciudad de Zamora, por la carretera asfaltada de primer orden hasta el poblado de Namirez (Mapa 1). Desde la población de Namirez y cruzando en gabarra el río Zamora, se sigue por un camino lastrado de segundo orden hasta la población de San Carlos de las Minas. Desde esta población se sigue por un camino público lastrado de tercer orden hasta el sitio denominado Guanta. En este lugar empieza la propiedad superficial de SULCOMIN y el camino privado hasta el campamento principal. El recorrido desde la ciudad de Zamora hasta el campamento de Sultana en un vehículo 4x4 toma aproximadamente dos horas.

La concesión minera consta de 152 Ha formando un rectángulo que se extiende de Norte a Sur con 1900 m y de Este a Oeste con 800 m (Mapa 1). Las coordenadas UTM de la concesión minera se presentan en la Tabla 1.

	ESTE	NORTE
1	746000	9944300
2	746800	9544300
3	746800	9542400
4	746000	9542400

Tabla 1. Coordenadas UTM de la concesión minera Sultana.


726000
730000
734000
738000
742000
746000
9562000
9558000
9554000
9550000
9546000
9542000
Namirez
Cumbaratza
Río Zamora
Río Nambija
Q. Cumay
San Carlos
Q. Cambaná
Q. de Cangue
CORDILLERA DE NANGUIPA
Q. Gemaico
Q. Los Palmis
Q. de Tunantza
Timbara
Q. Cuhuntza
Q. Limones
ZAMORA
Q. de Tunantza
Tambo Viejo
Q. del Fierro
Jambue Bajo
Q. Timbara
Río Timbara
Río Nambija
Guanta
Jambue Alto
Q. del León
Q. del Hierro
ÁREA DE ESTUDIO
Q. la Pindza
Río Jambue
Río Numbami
(Mapa topográfico base: IGM Hoja ZAMORA 1:50.000)
REPÚBLICA DEL ECUADOR
80°W
78°W
76°W
2°N
0°
2°S
4°S
Quito
0 100 km
PROVINCIA DE ZAMORA CHINCHIPE
79°W
4°S
5°S
Zamora
0 25km
N
2 0 2 4km
Leyenda
Poblados
Concesión minera
Vía de 1er orden
Camino
Drenaje
ESCUELA POLITECNICA NACIONAL
FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS
GEOLOGÍA Y METALOGÉNIA DEL ÁREA MINERA SULTANA, PROV. ZAMORA CHINCHIPE - ECUADOR
MAPA DE UBICACIÓN Y ACCESO
Elaborado por: Galo Yautibug
Revisado por: Dr. Arturo Egüez
Escala: 1 : 150000
Fecha: FEBRERO, 2009
Mapa No. 01

1.4.2 CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima especialmente en la parte alta del Cerro Sultana es frio con temperaturas que oscilan entre 5℃ y 15℃. La temperatura aument a conforme se disminuye en altitud hasta un clima cálido evidente en la parte baja del Río Nambija.

En la zona la humedad es muy fuerte llegando hasta un 85 % con rangos de nubosidad desde 5/8 a 7/8 de cielo cubierto. Las precipitaciones mensuales promedian los 200 mm (Egüez, 2002) incrementándose drásticamente durante los meses de invierno. En los meses de Julio y Agosto, la zona es mayormente azotada por vientos que fluyen en dirección SW-NE.

El área de estudio forma parte de la región subandina caracterizado por un bosque húmedo. La explotación maderera en épocas pasadas ha generado un bosque secundario con arboles escasos y frondosa vegetación.

El fuerte relieve que predomina en la zona conjuntamente con el sustrato rocoso ha dado lugar a que los suelos presenten un pobre desarrollo. El paisaje está dominado por el verdor de la vegetación entre relieves abruptos y quebradas profundas (Foto 1).

Foto 1. Fuerte relieve de montaña y el verdor de la vegetación predominan en la zona.

1.4.3 FISIOGRAFÍA E HIDROGRAFÍA

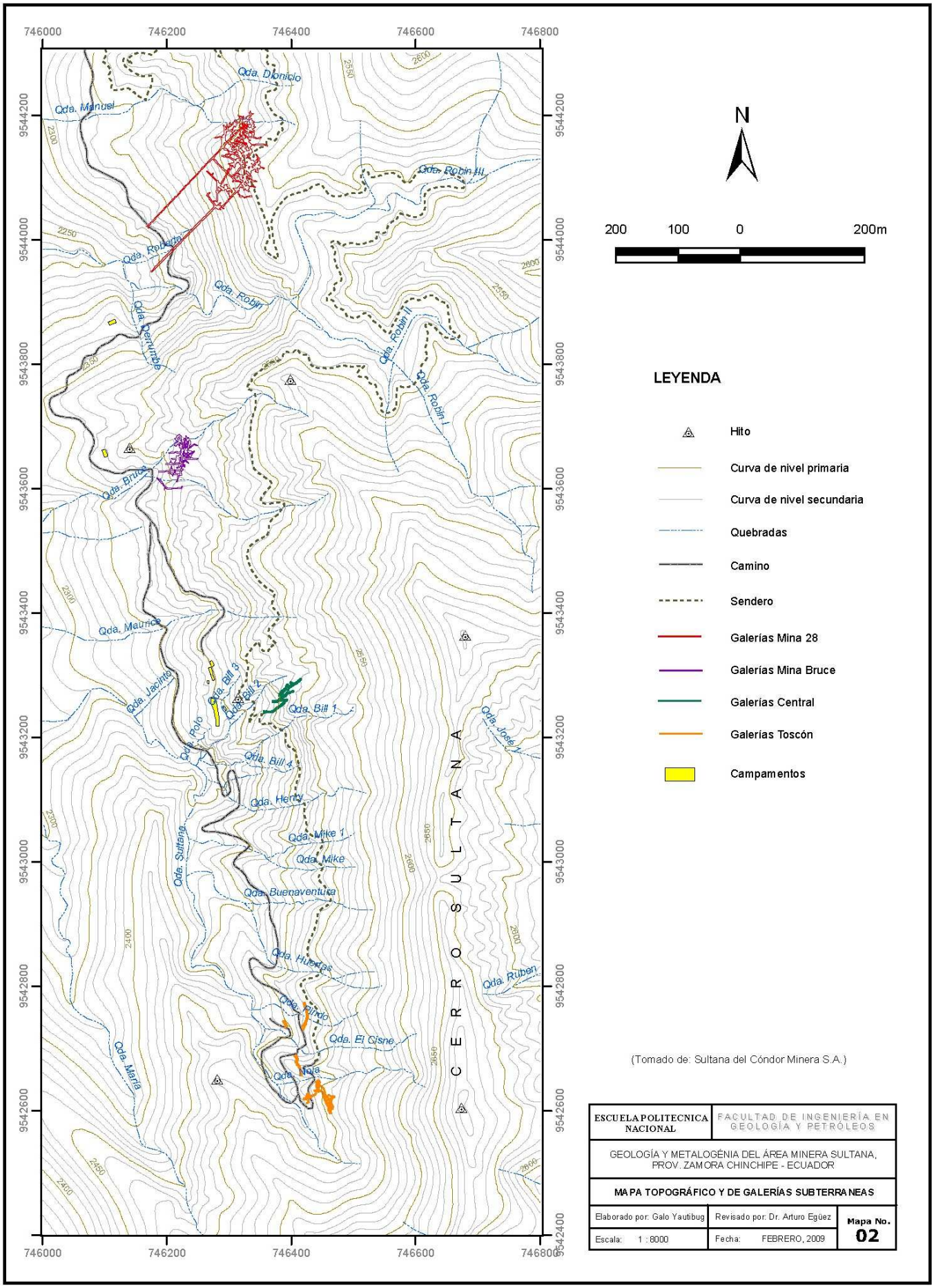
Geomorfológicamente, el área incluye principalmente el lado Oeste del Cerro Sultana alargado con dirección Norte - Sur (Mapa 2) coincidente con los lineamientos regionales tales como la Cordillera de Nanguipa y la Cordillera del Cóndor. El área de estudio se localiza entre las cotas 2250 a 2700 msnm con una morfología dominada por fuertes e irregulares relieves con pendientes superiores al 50% y superando el 100% (Egüez, 2002).

La zona pertenece a la cuenca alta del Río Nambija siendo sus principales afluentes la Quebrada del Fierro que nace de las Minas de Nambija y la Quebrada del Hierro que aguas arriba nace con la Quebrada Sultana (Mapa 1). Dentro de la concesión la mayoría de quebradas de dirección E-W desembocan en la Quebrada Sultana que se dirige al Norte (Mapa 2). Tanto el relieve como la red hidrográfica han generado varias cascadas y valles estrechos profundos en “v". La red hidrográfica en el área está influenciado por la quebrada Robín y Sultana (Mapa 2) con caudales permanentes a diferencia de otras quebradas cuyos caudales dependen de la intensidad de las lluvias. El caudal específico medio en la quebrada Sultana después de su unión con la quebrada Robín, es de 300 lts/seg/km^2 (Egüez, 2002).

1.4.4 ASPECTOS SOCIO-ECONÓMICOS

Dentro o en los alrededores de la concesión no existen comunidades indígenas ni poblaciones asentadas. El caserío de Tambo Viejo es el más cercano al área de estudio seguido por la población de San Carlos de las Minas (Mapa 1). La población que se asienta en las Minas de Nambija está conformada por colonos de variada procedencia.

En el aspecto social, un porcentaje aceptable de la población de la zona ha accedido a la educación primaria (Egüez, 2002). La educación es fiscal tanto en la



(Tomado de: Sultana del Cóndor Minera S.A.)

ESCUELA POLITECNICA NACIONAL	FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS
GEOLOGÍA Y METALOGÉNIA DEL ÁREA MINERA SULTANA, PROV. ZAMORA CHINCHIPE - ECUADOR	
MAPA TOPOGRÁFICO Y DE GALERÍAS SUBTERRANEAS	
Elaborado por: Galo Yautibug	Revisado por: Dr. Arturo Egüez
Escala: 1 : 8000	Fecha: FEBRERO, 2009
Mapa No. 02	

escuela del caserío Tambo Viejo como en la escuela y el colegio de la población de San Carlos de las Minas.

El empleo en la zona es deficitario, tan solo impulsado por la actividad de ciertas empresas mineras como Sultana del Cóndor Minera S.A. (SULCOMIN), Compañía Minera Zamora S.A. (COMINZASA) y otras minas artesanales asentadas en Nambija, además de las empresas que explotan oro en las riveras del río Nambija. Por lo general las actividades productivas en la zona comprenden la agricultura, ganadería, la explotación maderera y actividades artesanales de lavado de oro.

El transporte público siguiendo el eje Namirez - San Carlos - Nambija es posible en camiones tipo "ranchera" de la Cooperativa de Transportes Nambija en varios turnos al día. Sobre el segmento San Carlos - Guanta, no existe transporte público tan solo accesible con vehículos particulares.

1.5 BREVE RESEÑA DE LOS TRABAJOS ANTERIORES EN EL ÁREA MINERA SULTANA

A finales de los 80 e inicios de los 90, la Cooperativa Sultana, posteriormente SULCOMIN, realizó los primeros trabajos de explotación minera artesanal en las galerías Central y Toscón (Mapa 2).

El trabajo de exploración geológica en el área de Sultana empieza desde Julio de 1993 a cargo de la empresa internacional Gold Fields de Sudáfrica. Un primer informe geológico de exploración fue realizado por Garcés (1994) donde se evalúan los indicios de mineralización aurífera y se reconocen cuatro sectores de interés por su potencial aurífero, siendo estos: Toscón, Central, Bruce y Stockwork. Esta campaña exploratoria involucra levantamientos topográficos y cartografía geológica a tres escalas:

- Escala 1:5000 para la geología general de superficie
- Escala 1:500 para una geología de superficie más detallada en las zonas relacionadas con la mineralización aurífera.

- Escala 1:200 principalmente para la geología de galerías subterráneas

Adicionalmente se ha realizado la construcción de líneas de contorno, trincheras, varios muestreos y análisis químicos para establecer los contenidos de oro.

Partiendo de estos resultados se desarrolla un primer programa de perforación a diamantina desde Marzo a Junio de 1995, perforando 20 pozos con un total de 2400 m. El reporte de este primer programa de perforación realizado por Hartmann y otros (1995) que identifican tres unidades litológicas denominadas: i) Unidad Tobas Negras; ii) Unidad Piroclástica Sultana; y, iii) Unidad Andesítica Fortuna. La exploración del Proyecto Sultana continuó con un segundo programa de perforación a diamantina desde Octubre de 1995 hasta Febrero de 1996, perforando 14 pozos con un total de 2638 m. El objetivo principal fue cuantificar un volumen minable que conste de un millón de onzas de oro. Los resultados de este programa fueron descritos por Hartmann y otros (1996), en el que se definen formalmente las tres unidades litológicas de Sultana como: Unidad Piroclástica Sultana Inferior, Unidad Piroclástica Sultana Superior y la Unidad Andesítica Fortuna. Ante los resultados poco satisfactorios para sus expectativas, la empresa termina sus labores en la asociación con Sultana del Cóndor Minera S.A.

Como parte del programa de Evaluación de los Distritos Mineros del Ecuador realizado por Prodeminca (2000), se reporta una datación de 116 Ma en un pórfido de hornblenda en el Sector Bruce.

Meinert (2006) realizó un reconocimiento de la geología de Sultana tanto en afloramientos de superficie como en galerías subterráneas, así como la revisión de algunos testigos de perforación. En su informe sostiene que la mineralización es parte de un sistema de skarn con una zonación de Norte - proximal a Sur - distal. A diferencia de Egüez (2006) que define a la mineralización huésped en skarn de origen epitermal y con una zonación más bien vertical.

La cartografía geológica del Sector Toscón a una escala 1:500 fue realizada por Poma (2007) con el fin de evaluar el potencial aurífero del Sector.

1.6 METODOLOGÍA

Las actividades que se realizaron durante este proyecto son:

Compilación bibliográfica.- Se realizó una compilación de mapas y trabajos previos, tanto los realizados sobre el área minera Sultana como del Cinturón de Nambija, con el propósito de situar en la sucesión geológica las unidades de roca que afloran en la zona de estudio. Se revisaron trabajos mineros específicos de Sultana elaborados en la década de los noventa por la empresa Gold Fields S.A., informes de consultores privados y trabajos internos de la misma compañía Sultana del Cóndor Minera S.A. También se compilaron publicaciones científicas relacionadas con skarns y depósitos de skarn al igual que yacimientos epitermales similares.

Trabajos de campo.- Se realizaron varias campañas de trabajo al interior de la mina, donde se reconocieron todas las obras mineras accesibles de las minas 28 y Bruce. En dichas campañas se reconocieron las diferentes litologías y estructuras relacionadas con la mineralización aurífera. Además se revisaron 1800 metros de perforaciones a diamantina de superficie del programa de perforación realizada por SULCOMIN durante el 2004.

Trabajos de logeo.- Se efectuó el logeo de 2000 metros de perforaciones a diamantina del interior de las minas, de los cuales 930 metros pertenecen a la Mina Bruce y 1070 metros a la Mina 28. El trabajo de campo y logeo permitió la selección de muestras representativas para su estudio textural y petrográfico.

Trabajos de laboratorio.- 40 muestras, obtenidas en la mina y de testigos de perforación se han seleccionado para realizar láminas delgadas para petrografía. Parte de estas muestras fueron preparadas en el Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional y el resto en la Escuela de Geología de la Facultad de Geología, Minas, Petróleos y Ambiental de la Universidad Central. Para el estudio petrográfico se realizó una descripción macroscópica de las muestras; posteriormente, con la ayuda de un microscopio petrográfico, del laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional, se

analizaron las láminas delgadas seleccionadas, con el objeto de determinar la mineralogía y la cronología de los eventos de alteración y mineralización. La descripción completa de estos trabajos aparece en el Anexo I.

Elaboración del texto.- Con toda la información obtenida de los trabajos de campo, logeo y de laboratorio de petrografía, se elaboró el presente texto.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 INTRODUCCIÓN

La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana ha generado en el Ecuador tres zonas morfoestructurales reconocidas como: Costa, Sierra y Oriente. Estas zonas están constituidas por terrenos alóctonos acresionados al continente (Litherland y otros, 1994) (Figura 1).

La región Costa comprende una gran planicie de basamento oceánico (Jaillard y otros, 1995) cubierta por una serie de secuencias marinas y continentales que van desde el Cretácico al Cuaternario. Morfológicamente es el antearco del cinturón Andino. Esta planicie forma una de faja de 200 km de ancho al Norte del Golfo de Guayaquil, mientras que al Sur se forma una faja más estrecha. Al Oeste, la morfología se caracteriza por las cadenas montañosas de Chongón y Colonche, que siguiendo hacia el Norte muestran una curvatura hasta las montañas de Jama. Estas cordilleras definen varias subregiones como: el Golfo de Guayaquil, Cuenca Progreso ligada a la península de Santa Elena, Cuenca de Manabí y Cuenca de Esmeraldas. En el Plio - Cuaternario, la regíon Costa se separa en dos: la costa interna que recibe los depósitos de los Andes y la costa externa que recibé los depósitos del Océano Pacífico.

La región Sierra se compone de tres subregiones denominadas Cordillera Occidental, Cordillera Real y Callejón Interandino.
La Cordillera Occidental está compuesta por un basamento que involucra rocas oceánicas y de arco insular acresionados al continente desde el Mezosoico tardío hasta el Cenozoico, sobre las cuales se ha desarrollado un arco volcánico continental (Henderson, 1979).
La Cordillera Real está compuesta por varios cinturones paralelos de rocas metamórficas pre-cretácicas de dirección Norte - Sur, limitados por fallas y/o suturas regionales. Estas unidades litotectónicas son intruidas por granitoides tipo "S" y tipo "I" (Aspden y otros, 1992) involucrando una actividad volcánica correspondiente a un arco continental.

El Callejón Internandino comprende una extensa depresión alargada paralela a las dos cordilleras bordeada por fallas activas. Esta rellena de gruesas y extensas secuencias volcanosedimentarias y volcánicas del Neógeno al Cuaternario (Lavenu y otros, 1992). El basamento del Callejón Interandino es incierto debido a la falta de exposición.

En la parte Sur de la región Sierra, las cordilleras Occidental y Real se unen limitando el callejón interandino, formando un sistema de cuencas intramontañosas de origen tectónico. Estas cuencas tuvieron su actividad durante el Neógeno (Steinmann y otros, 1999), con un relleno mayormente de origen volcanosedimentario y un basamento volcánico / metamórfico

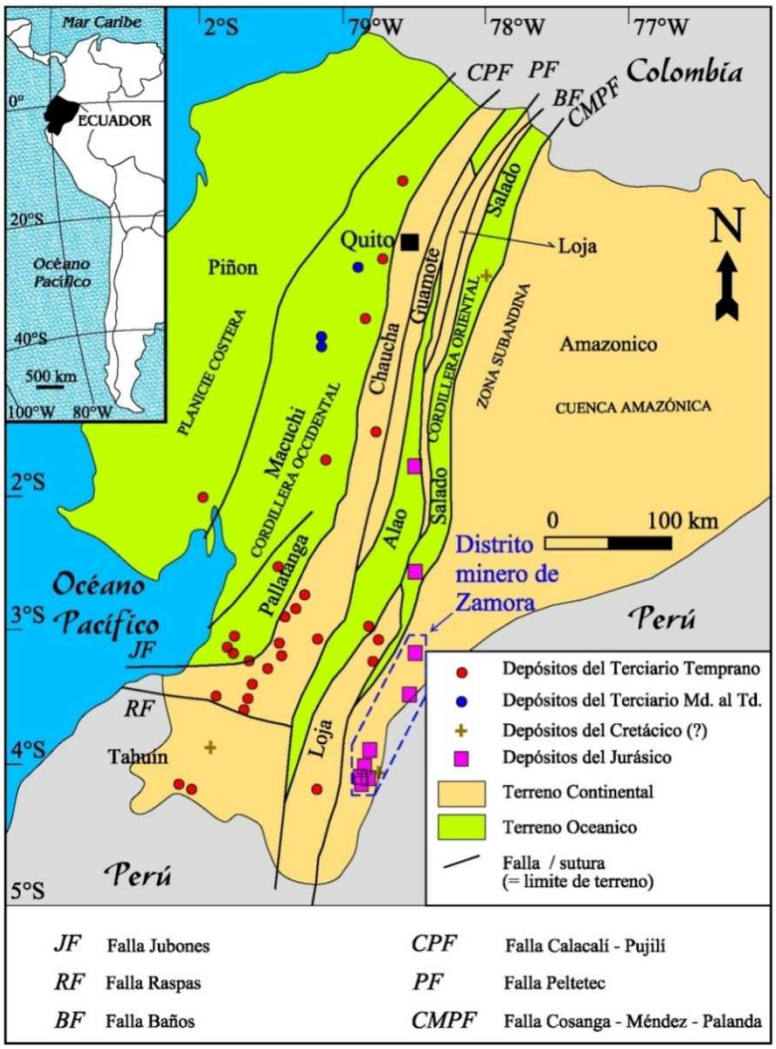


Figura 1. Terrenos litotectónicos del Ecuador (modificado de Chiaradia y otros, 2005)

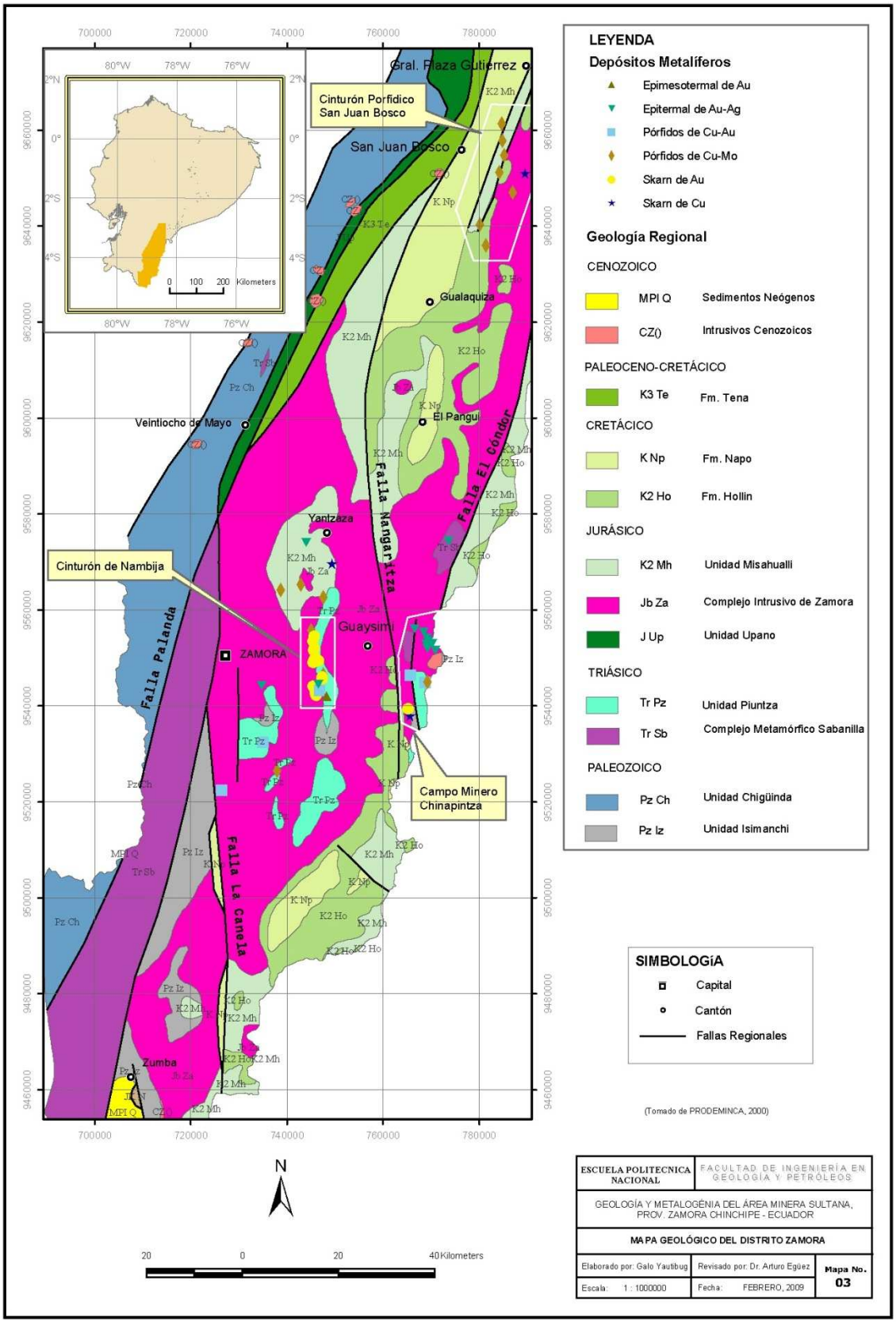
La región Oriental se halla conformada por dos zonas: la Cuenca Amazónica y la Zona Subandina (Figura 1).

La Cuenca Amazónica es parte del tras arco de los Andes ecuatorianos, compuesta por sedimentos marinos y continentales que alojan los principales campos petrolíferos del país.

La Zona Subandina es la división morfoestructural transicional entre la cuenca amazónica y la sierra andina alta. Comprende una franja relativamente estrecha de rocas falladas y deformadas que pertenecen tanto a la Cordillera Real como a las secuencias sedimentarias de la Cuenca Amazónica. Este cinturón está intruido por batolitos de granitoides tipo "I" (Prodeminca, 2000b). Dentro del territorio ecuatoriano la zona subandina tiene un ancho de 60 a 80 km. De Norte a Sur se subdivide en cuatro subzonas (Diaz y otros, 2004): Levantamiento Napo que forma un domo alargado de dirección NNE-SSW, limitado por fallas transpresivas al Este y Oeste; la Cuenca de Pastaza en donde se forma una serie de cabalgamientos por fallas que limitan la Zona Subandina con la Cordillera Real; la Sierra del Cutucú que se caracteriza por el afloramiento de formaciones paleozoicas (Formación Macuma y Pumbuiza) además de formaciones triásicas y jurásicas (Formación Santiago y Chapiza), otra característica es el cambio de dirección estructural de N-S a NNW-SSE y la Sierra del Cóndor que se prolonga hasta el Perú.

El Distrito Minero de Zamora comprende parte de la región morfoestructural de la Sierra del Cóndor dentro de la Zona Subandina (Figura 1). Este distrito incluye los campos mineros del: Cinturón de Nambija, Campo Minero de Chinapintza y el Cinturón Porfídico San Juan Bosco (Mapa 3).

La geología del Distrito Minero de Zamora (Mapa 3) se basa principalmente en el trabajo realizado por Litherland y otros (1994) durante el Proyecto Cordillera Real además de la información geológica local proporcionada por empresas mineras.


LEYENDA
Depósitos Metalíferos
Epimesotermal de Au
Epitermal de Au-Ag
Pórfidos de Cu-Au
Pórfidos de Cu-Mo
Skarn de Au
Skarn de Cu
Geología Regional
CENOZOICO
MPl Q Sedimentos Neógenos
CZ() Intrusivos Cenozoicos
PALEOCENO-CRETÁCICO
K3 Te Fm. Tena
CRETÁCICO
K Np Fm. Napo
K2 Ho Fm. Hollin
JURÁSICO
K2 Mh Unidad Misahualli
Jb Za Complejo Intrusivo de Zamora
J Up Unidad Upano
TRIÁSICO
Tr Pz Unidad Piuntza
Tr Sb Complejo Metamórfico Sabanilla
PALEOZOICO
Pz Ch Unidad Chigüinda
Pz Iz Unidad Isimanchi
SIMBOLOGíA
Capital
Cantón
Fallas Regionales
(Tomado de PRODEMINCA, 2000)
Cinturón Porfidico San Juan Bosco
Cinturón de Nambija
Campo Minero Chinapintza
Falla Palanda
Falla Nangaritza
Falla El Cóndor
Falla La Canela
Gral. Plaza Gutierrez
San Juan Bosco
Gualaquiza
Veintiocho de Mayo
El Pangui
Yantzaza
Guaysimi
ZAMORA
Zumba
N
20 0 20 40 Kilometers
ESCUELA POLITECNICA NACIONAL
FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS
GEOLOGÍA Y METALOGÉNIA DEL ÁREA MINERA SULTANA, PROV. ZAMORA CHINCHIPE - ECUADOR
MAPA GEOLÓGICO DEL DISTRITO ZAMORA
Elaborado por: Galo Yautibug
Revisado por: Dr. Arturo Egüez
Mapa No. 03
Escala: 1 : 1000000
Fecha: FEBRERO, 2009

2.2 ESTRATIGRAFÍA

2.2.1 LITOLOGÍAS PRE- A SYN - BATOLÍTICAS

Las rocas metamórficas de la **Unidad Isimanchi** atribuidas al Paleozóico representan la serie más antigua del Distrito de Zamora. Litológicamente consisten de esquistos y filitas de bajo grado así como también de mármoles y meta-volcánicos (Litherland y otros, 1994). Esta unidad se presenta como cinturones cerca de las poblaciones de Zumba y al Sur de la ciudad de Zamora, ambas cabalgadas al Oeste por las migmatitas Sabanilla y limitadas al Este por el batolito de Zamora (Litherland y otros, 1994) (Mapa 3). Intermedio entre estos dos cinturones y hacia el Este, la Unidad Isimanchi se presenta como techos colgantes dentro del batolito de Zamora. En el extremo Sur del cinturón de Nambija la Unidad Piuntza está parcialmente sobre la Unidad Isimanchi (Mapa 3) y se presenta como pizarras, filitas (localmente grafitosas) y esquistos metamórficos en facies de esquistos verdes superiores - anfibolitas inferiores (Prodeminca, 2000). Estas rocas son equivalentes en grado metamórfico con la Unidad Chigüinda del Paleozoico diferenciándose por su litología (Litherland y otros, 1994).

La **Unidad Chigüinda**, perteneciente al terreno Loja de la Cordillera Real, se ubica al lado Oeste del Distrito de Zamora como una franja NNE-SSW limitada al Oeste por los metagranitos Tres Lagunas y al Este por la migmatitas Sabanilla y esquistos Upano (Mapa 3). Aflora en la carretera Catamayo – Loja – Zamora y comprende una secuencia semipelítica con cuarcitas y filitas negras, esquistos grafiticos, pizarras y escasas metagrawackas (Litherland y otros, 1994).

La **Unidad Sabanilla** comprende un cinturón alargado de dirección NNE-SSW en contacto tectónico las unidades Chigüinda e Isimanchi (Mapa 3); la localidad tipo se da en la carretera Loja - Zamora en la población de Sabanilla. Estas rocas consisten de un conjunto de orto y paragneis de mediano y alto grado (asociación mineralógica con sillimanita – biotita – cuarzo – albita, cianita – biotita – ortoclasa – cuarzo) (Litherland y otros, 1994). Rebanadas tectónicas de la Unidad Sabanilla

se dan al Este sobre el batolito de Zamora, en el campo minero de Chinapintza y al Norte controlado por la falla El Cóndor. Se considera a esta unidad del Triásico siendo las edades más jóvenes consecuencia de reseteos (Litherland y otros, 1994).

La **Unidad Piuntza** es catalogada como la primera unidad litológica aflorante de edad Triásico, presentándose como techos colgantes dentro del batolito de Zamora (Mapa 3). Litológicamente consiste de secuencias volcano - sedimentarias de origen continental y marino (calizas, una variedad de lutitas calcáreas, areniscas, tobas de grano fino, flujos de lava, brechas de composición andesítica a dacítica) (Litherland y otros, 1994). Parcialmente relacionado al contacto con el batolito de Zamora se generan cuerpos skarnificados, de Oeste a Este como: Piuntza, Nambija y María Elena, que tienen una potencia de 300 m en las minas de Nambija y Campanillas (Litherland y otros, 1994). Fosiles encontrados en una secuencia de limolitas calcáreas skarnificadas en el río Timbara y en la mina de Guaysimi señalan una edad del Triásico medio a tardío (Woods y otros, 1992 en Litherland y otros, 1994). La Unidad Piuntza es considerada como parte de una cuenca restringida al Sureste del Ecuador, ya que no se la encuentra entre las Formaciones Macuma y Santiago al Norte en el levantamiento del Cutucú (Litherland y otros, 1994).

En la división litotectónica de Salado, la **Unidad Upano** posiblemente del Jurásico, forma una franja estrecha limitada tectonicamente al Oeste por la Unidad Chigüinda y al Este por la Formación Tena (Mapa 3); litologicamente está constituida por rocas verdes meta - andesíticas, esquistos verdes y metagrawackas intercalados con esquistos pelíticos y grafiticos (Litherland y otros, 1994).

La **Unidad Misahuallí** es considerada como la fase volcánica del arco magmático continental (Romeuf y otros, 1995 en Diaz y otros, 2004) que genera el batolito de Zamora. Está unidad incluye de manera general a todas las rocas de origen volcánico restringidas al cinturón subandino (Litherland y otros, 1994). En el Distrito de Zamora aparece como rebanadas tectónicas controlada al Sur por la

falla La Canela, al Este por la falla El Cóndor y hacia el Norte como un acuñamiento entre las fallas Palanda y Nangaritza Al Norte del Cinturón de Nambija se encuentra inmersa dentro del batolito de Zamora (Mapa 3). En el levantamiento del Cutucú, Litherland y otros (1994) señalan que la Unidad Misahuallí se halla sobreyacente a la Formación Santiago y subyacente a la Formación Hollín. Según Romeuf y otros (1995) en Diaz y otros (2004) la edad radiométrica de estas rocas es de 172 Ma. La litología comprende una serie de basaltos gris oscuros y verdes, traquitas, tobas grises y verdes, brechas interestratificadas con lutitas rojas, areniscas y conglomerados (Baldock, 1982 en Litherland y otros, 1994), tambíen asociado con intrusiones subvolcánicas subporfídicas (Litherland y otros, 1994).

2.2.2 COMPLEJO INTRUSIVO DE ZAMORA

El batolito de Zamora es un complejo intrusivo alargado de aproximadamente 200 km de largo por 50 km de ancho, dividido en tres bloques por las fallas La Canela y Nangaritza de dirección Norte - Sur (Mapa 3). Este complejo intrusivo está constituido por una serie de litologías que incluyen granodioritas hornbléndicas - biotíticas y dioritas hornbléndicas, granodioritas hornbléndicas con megacristales de feldespato potásico, cuarzomonzodioritas con megacristales de pertita rosa, intrusivos subvolcánicos granulados: microdioritas y pórfidos de hornblenda ± feldespato de composición cuarzodiorítica a monzodiorítica; stocks de monzogranitos y cuarzomonzonitas con biotita y muscovita, a la vez que los granitos verdaderos son raros (Litherland y otros, 1994).

El rango de edad más aceptada está entre 170 y 190 Ma, siendo consideradas las edades más jóvenes como reseteos. Este complejo intrusivo multifase de acuerdo a análisis geoquímico es determinado como plutones tipo "I" (Pitcher, 1983 en Litherland y otros, 1994) como producto de un arco volcánico continental (Pearce y otros, 1984 en Litherland y otros, 1994) en respuesta al inicio de la subducción durante el Jurásico (Litherland y otros, 1994).

2.2.3 LITOLOGÍAS POST- BATOLÍTICAS

La **Formación Hollín** del Aptiano se presenta como bloques discontinuos que bordean el lado Este del batolíto de Zamora en el límite con el Perú, aflora en los alrededores del Cantón el Pangui limitada al Oeste por la falla Nangaritza y al Este por el batolito de Zamora. Según Tschopp (1953) consiste de areniscas cuarzosas blancas, de origen continental con estratificación cruzada y esporádicos “ripple marks”, además con intercalaciones finas de lutitas negras carbonosas en los planos de estratificación. Son relativamente comunes las impregnaciones bituminosas (Tschopp, 1953) por lo que constituye el principal reservorio petrolífero del Oriente.

La **Formación Napo** del Albiano al Santoniano, presenta una distribución geográfica similar al de la Formación Hollín, pero con menores dominios espaciales. Se encuentra como pequeñas rebanadas tectónicas junto a la falla La Canela. Se presenta masiva conformada por una serie de calizas muy fosilíferas oscuras, intercaladas con areniscas calcáreas y abundantes lutitas negras y azules; se encuentran también algunos horizontes bituminosos (Tschopp, 1953). La Formación Napo sobreyace concordante a la Formación Hollín y es subyacida por los “red beds” de Formación Tena, con una ligera discordancia erosional (Tschopp, 1953).

En el Distrito de Zamora, la **Formación Tena** aflora en la parte Norte como una franja limitada tectónicamente al Oeste por los esquistos Upano y al Este por el batolito de Zamora, la Formación Misahuallí y la Formación Napo. Según Tschopp (1953) comprende capas de arcillas rojas y café con menores intercalaciones de areniscas además de calizas arenosas y limosas, estas litologías representan a facies fluviátiles y lacustres como consecuencia del retiro del océano y el inicio de un ambiente continental durante el Maastrichtiano tardío a Paleoceno (Wilkinson, 1982 en Prodeminca, 2000).

En el Distrito de Zamora las facies sedimentarias depositadas durante el Cenozoico no se conservan a diferencia de la sedimentación en la Cuenca Oriente en un ambiente de tras arco continental (Prodeminca, 2000)

2.3 MAGMATISMO Y VOLCANISMO

Los eventos tectónicos regionales que se evidencian en la Cuenca Oriente y en la Zona Subandina muestran cuatro períodos magmáticos (Figura 2).

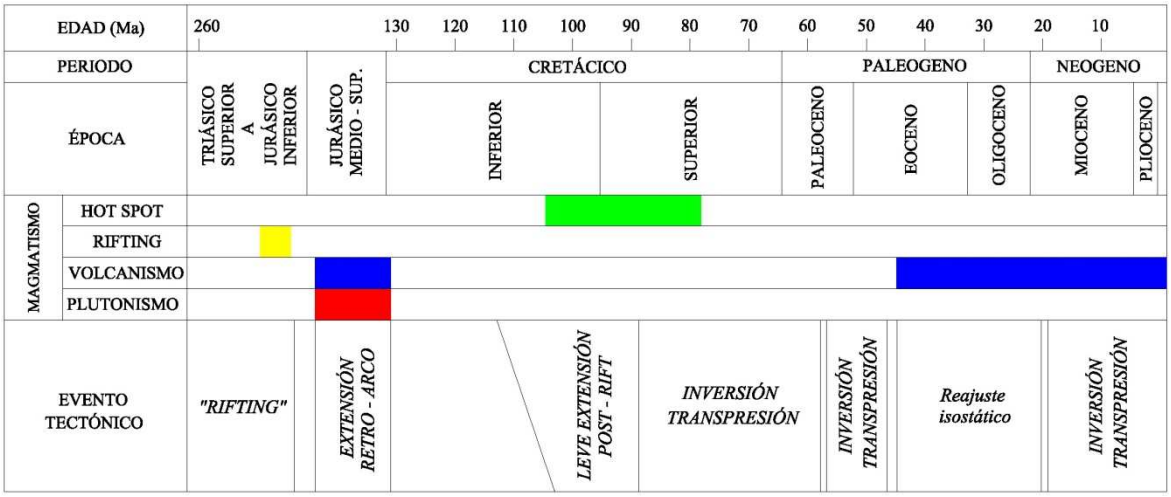


Figura 2. Evolución magmática y eventos tectónicos en la Cuenca Oriente, modificado de Baby y otros (1999).

Durante el Triásico Superior al Jurásico Inferior, varios estudios geodinámicos regionales han evidenciado la presencia de un rift que ha influenciado en la evolución de los Andes Septentrionales (Jaillard y otros, 1990) (Figura 2). El magmatismo intraplaca tipo "rift" está relacionado al volcanismo continental toleitico descrito en la Formación Santiago de la cordillera de Cutucú (Romeuf y otros, 1997) y por la intrusión de los granitos Tres Lagunas, mientras que en el Distrito de Zamora se pone en evidencia por las migmatitas Sabanilla (Mapa 3) que señalan una edad de 224 ± 37 Ma (Litherland y otros, 1994), descrita como un granito “tipo S” representando el nivel profundo de la fase magmática Tres Lagunas (Litherland y otros, 1994).

Durante el Jurásico Medio a Superior se registra un cambio importante en el marco geodinámico de la Cuenca Oriente y la Zona Subandina debido al inicio del proceso de subducción (Jaillard y otros, 1990). La subducción da origen a un potente arco magmático calco - alcalino, que va desde el Norte del Perú hasta el Norte de Colombia (Romeuf y otros, 1995). Este arco volcanico, caracterizado por la Formacion Misahualli (Mapa 3) con 172 Ma (Romeuf y otros, 1995), se encuentra intruido por los batolitos “tipo I” de Abitagua con 162 Ma (Aspden y otros, 1992), el batolito de Zamora (Mapa 3) y el batolito de Rosa Florida de edad Jurásico Medio a Superior (Aspden y otros, 1990).

El volcanismo y magmatismo en la Zona Subandina durante el Cretácico - Paleógeno es descrito de manera muy superficial. Estas descripciones indican la existencia de un ambiente de arco continental en esta región (Egüez, 2003). Ciertas edades cretácicas y hasta paleógenas se reportan para pórfidos y mineralizaciones encontradas en las Cordilleras de Nambija y El Cóndor (Prodeminca, 2000). En el período Cretácico (110-80 Ma), varios cuerpos igneos alcalinos – basálticos han sido identificados en la seccion sedimentaria de la cuenca Oriente, todas dentro de un rango composicional de basaltos de isla oceánica o punto caliente (“hot spot”) (Barragán y otros, 2004) (Figura 2).

El volcanismo neógeno está representado por muchos stock porfidicos no datados atraves de la zona subandina, probablemente pertenecientes al Cenozoico Superior (Prodeminca, 2000).

2.4 ESTRUCTURAS

Las estructuras del Distrito de Zamora están dominadas por la falla / sutura regional de cabalgamiento Palanda y las fallas biseladas con tendencia N-S de La Canela y Nangaritza que dividen al batolito de Zamora en tres segmentos tectónicos definidos de Este a Oeste como los subdistritos mineros de Gualaquiza, Cumbaratza y Zumba (Mapa 3). Estas fallas regionales alojan pequeñas rebanadas tectónicas de las Formaciones Napo y Hollín (Prodeminca,

2000) (Mapa 3). El batolito de Zamora está limitado al Este por la falla El Cóndor de tendencia NNE-SSW en contacto tectónico con la formación Misahuallí (Prodeminca, 2000).

Las estructuras principales en el Distrito de Zamora son: i) estructuras regionales con dirección andina (N-S y NNE - SSW) las cuales delimitan terrenos litotectónicos y además constituyen el principal control del magmatismo y la metalogénesis en la región; ii) fallas secundarias con dirección NE - SW a ENE - WSW que se relacionan con la mineralización; iii) fallas secundarias con lineamientos WNW los cuales son complementarios al sistema de fallas NE a ENE. (Prodeminca, 2000).

La ocurrencia del graben en el cinturón de Nambija limitado por fallas con dirección N-S ha preservado a rocas de edad pre a sin - batolítica como techos colgantes que han sido parcialmente skarnificados (Prodeminca, 2000).

2.5 MINERALIZACIÓN

Todos los depósitos metalíferos en el distrito de Zamora están situados dentro del batolito de Zamora especialmente alojado en rocas volcánicas y volcano-sedimentarias (Unidad Misahuallí y Unidad Piuntza).

2.5.1 DEPÓSITOS PORFÍDICOS

El pórfido de San Carlos (Cu-Mo) del Jurásico tardío es parte del cinturón porfídico San Juan Bosco (Mapa 3). Es de tipo plutónico y ha sido emplazado durante las últimas etapas de la evolución magmática del batolito de Zamora acompañado por un conjunto de fases intrusivas tanto pre- syn y post-mineralización (Prodeminca, 2000). El modelo de zonación hipógena se

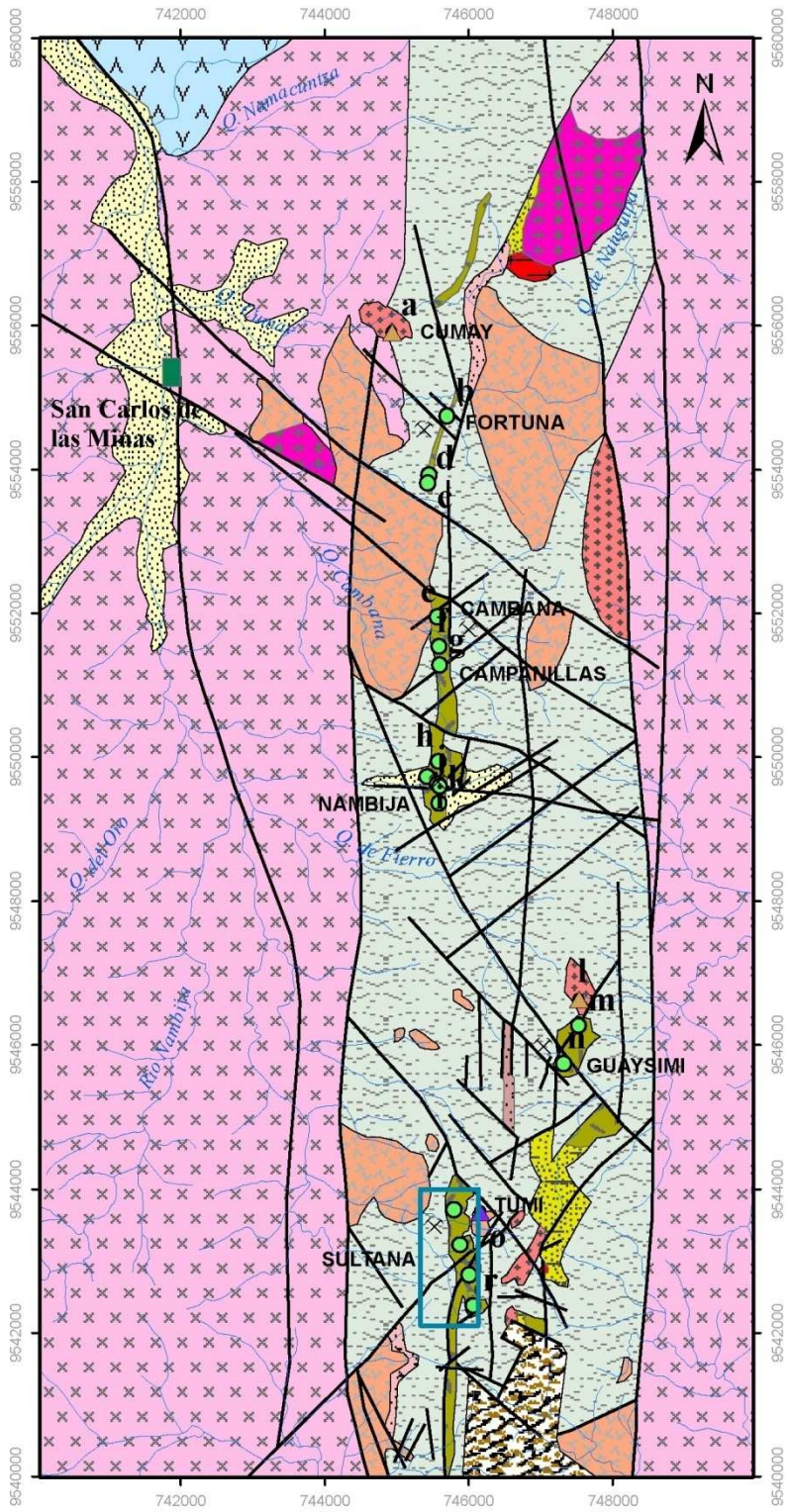
caracteriza por un centro con alteración dominantemente potásica, y una zona exterior propilítica (Prodeminca, 2000).

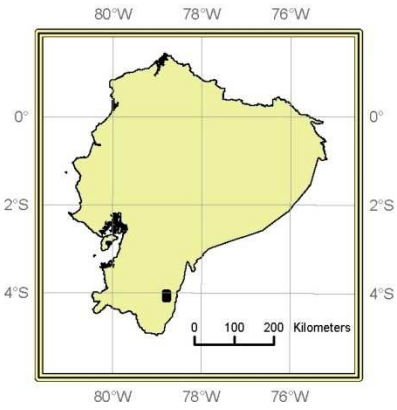
El pórfido de Cumay (Mapa 4), dentro del cinturón de Nambija, comprende un sistema porfídico (Cu-Mo) tipo plutónico asociado con un pórfido cuarzo-monzonítico similar al pórfido de San Carlos (Prodeminca, 2000). Según Billinton (1999), se reconocen cuatro fases intrusivas: i) una fase intrusiva mineral temprana; ii) una fase intermineralización; iii) una fase tardi-mineralización; y, iv) una fase post-mineralización. La modelo de alteración va desde un núcleo potásico pasando a una zona filítica y finalmente hasta una zona propilítica en el exterior. La mineralización se presenta como un "stockwork" en donde no se han desarrollado zonas lixiviación ni de enriquecimiento supergénico (Prodeminca, 2000).

El pórfido de Tumi (Cu-Au) (Mapa 4), también dentro del cinturón de Nambija, comprende un intrusivo subvolcánico riodacítico que ha sido cubierto por volcánicos andesíticos generando zonas de brechas hidrotermales mineralizadas (Prodeminca, 2000). Este pórfido ha sido controlado estructuralmente generando una zonación metálica caracterizada por un núcleo pequeño de alteración potásica y una zona exterior con alteración filítico-argilítico, sobrepuesto con una alteración propilítica y argílica secundaria (Prodeminca, 2000). La mineralización en forma de stockwork se presenta en combinación con un enriquecimiento supergénico (Prodeminca, 2000).

2.5.2 DEPÓSITOS EPITERMALES Y EPI-MESOTERMALES

En el campo minero de Chinapintza, la mineralización aurífera en forma de vetas, brechas y "stockworks" (Mapa 3) es del tipo epitermal de baja sulfuración relacionado con un complejo volcánico-subvolcánico de edad Cretácico Medio (Prodeminca, 2000). El estilo de mineralización en los pórfidos y los volcánicos se podría atribuir como una función de permeabilidad de las litologías. El prospecto





LEYENDA

- Depósitos superficiales continentales

UNIDAD MISAHUALLI

- Lavas y piroclastitas calcoalcalinas

COMPLEJO INTRUSIVO DE ZAMORA

- Diques riodacita
- Pórfido riodacitico o cuarzomonzonitico
- Granito aplitico, alaskita, leucodiorita
- Microdiorita, andesita, dacita
- Cuarzomonzonita a monzogranito
- Granodiorita a cuarzomonzodiorita
- Granodiorita y diorita +/- monzogranito

UNIDAD PIUNTZA

- Unidad Piuntza y Unidad Misahualli skarnificado
- Sedimentos y metasedimentos
- Volcánicos y volcanoclastitas no diferenciadas

UNIDAD ISIMANCHI

- Filitas y esquistos de biotita, muscovita y cuarzo

SIMBOLOGÍA

- Minas
- Fallas
- Cu - Au porfirítico
- Cu - Mo
- Prospectos y Minas de Skarn de oro
- Pueblo
- Concesión Sultana

2 0 2Kilometers

DEPÓSITOS DEL CINTURÓN DE NAMBIJA

a Pórfido Cu-Mo Cumay (prospecto)
b Fortuna-Cuerpo 3 (prospecto)
c Fortuna-Mina 1 (trabajos abandonados)
d Fortuna-Mina 2 y Sector sur (open pit)
e Cambana (open pit)
f Campanillas-Katy (trabajos abandonados)
g Campanillas (open pit y subterraneo)
h Nambija-El Arco (open pit y subterraneo)
i Nambija-El Playon-Mapasingue (subterraneo)
j Nambija-El Tierrero (open pit y subterraneo) - pórfido de Cu-Mo
k Nambija - El Diamante (prospecto)
l Pórfido de Cu - Mo David (prospecto)
m Guaysimi Banderas (open pit)
n Guaysimi Central (open pit)
o Pórfido de Cu-Au Cerro Colorado-Tumi (prospecto)
p Bruce (subterraneo)
q Zona Central
r Zona Toscón
s Zona 28 (subterraneo)

(Tomado de PRODEMINCA, 2000)

ESCUELA POLITECNICA NACIONAL	FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS	
GEOLOGÍA Y METALOGÉNIA DEL ÁREA MINERA SULTANA, PROV. ZAMORA CHINCHIPE - ECUADOR		
MAPA GEOLÓGICO DEL CINTURÓN DE NAMBIJA		
Elaborado por: Galo Yautibug	Revisado por: Dr. Arturo Egüez	**Mapa No. 04**
Escala: 1 : 100000	Fecha: FEBRERO, 2009	

Ana en el lado Oeste del cinturón de Nambija (Mapa 3) es el único ejemplo conocido de la mineralización epi-mesotermal relacionada con skarn. Tiene muchas semejanzas con los depósitos de "skarn aurífero reducido" ó mineralización epitermal de baja sulfuración en vetas y brechas (Prodeminca, 2000).

2.5.3 DEPÓSITOS DE SKARN Y ALOJADOS EN SKARN

El cinturón de Nambija incluye de Norte a Sur, los depósitos de skarn con oro de La Fortuna, Cambana, Campanillas, Nambija, Guaysimi, y Sultana (Paladines y otros, 1996; Prodeminca, 2000; Fontboté y otros, 2004) (Mapa 4).

La secuencia estratigráfica en el cinturón de Nambija tiene un espesor de unos cientos de metros y comprende estratos de grano fino y grueso interpretados como productos volcanoclásticos y volcanosedimentarios pertenecientes a la Unidad Piuntza del Triásico (Litherland y otros, 1994), en la zona de Nambija (Mapa 4) también con calizas y depósitos epi-clásticos (Prodeminca, 2000). Estos estratos son intruidos por diques félsicos en La Fortuna (Markowski, 2003) (Mapa 4), diques básicos y pequeños diques porfídicos monzoníticos en Campanillas (Litherland y otros, 1994) Mapa 4. Diques félsicos a dacíticos relacionados con el pórfido de Cu - Mo David en Guaysimi Alto (Guzmán, 1994) (Mapa 4) y cuerpos porfídicos Cu - Mo en Nambija - El Tierrero (Prodeminca, 2000).

Según Meinert (2000) el skarn en el cinturón de Nambija es del tipo de oro cálcico oxidado. En el depósito de la Fortuna, Markowski (2003) caracteriza al skarn en dos fases: i) fase prograda con granate, piroxeno y epidota; y, ii) fase retrógrada con cuarzo, epidota, feldespato de K, calcita, oro, hematita, pirita, sericita y clorita. El principal tipo de skarn en la zona de Nambija constituye un skarn de granate café que consiste de granate de grano grueso ± piroxeno.

Otro tipo de skarn constituye un skarn verde de piroxeno y epidota con ± granate ± feldespato de K (Fontboté y otros, 2004), significativamente también se reportan

mineralizaciones en tobas verdes en el depósito de Campanillas (Prodeminca, 2000). La mineralogía del skarn se presenta desde rocas monominerales (grandita) a rocas con un protolito débilmente skarnificado (rocas volcanoclásticas andesíticas con alteración propilítica) (Litherland y otros, 1992b) (Hammarstrom, 1992).

Según Fontboté y otros (2004), la precipitación de oro se ha dado durante el enfriamiento en la fase retrógrada y no en las últimas etapas debido a la ausencia de oro en vetas ricas en sulfuros. La mineralización aurífera ocurre en vetillas, vetas y bolsonadas controladas estructuralmente y litológicamente. Las leyes de oro pueden variar entre 10 a 30 gr/tn, tomando en cuenta las zonas de bonanza con leyes superiores a 100 gr/tn (Prodeminca, 2000).

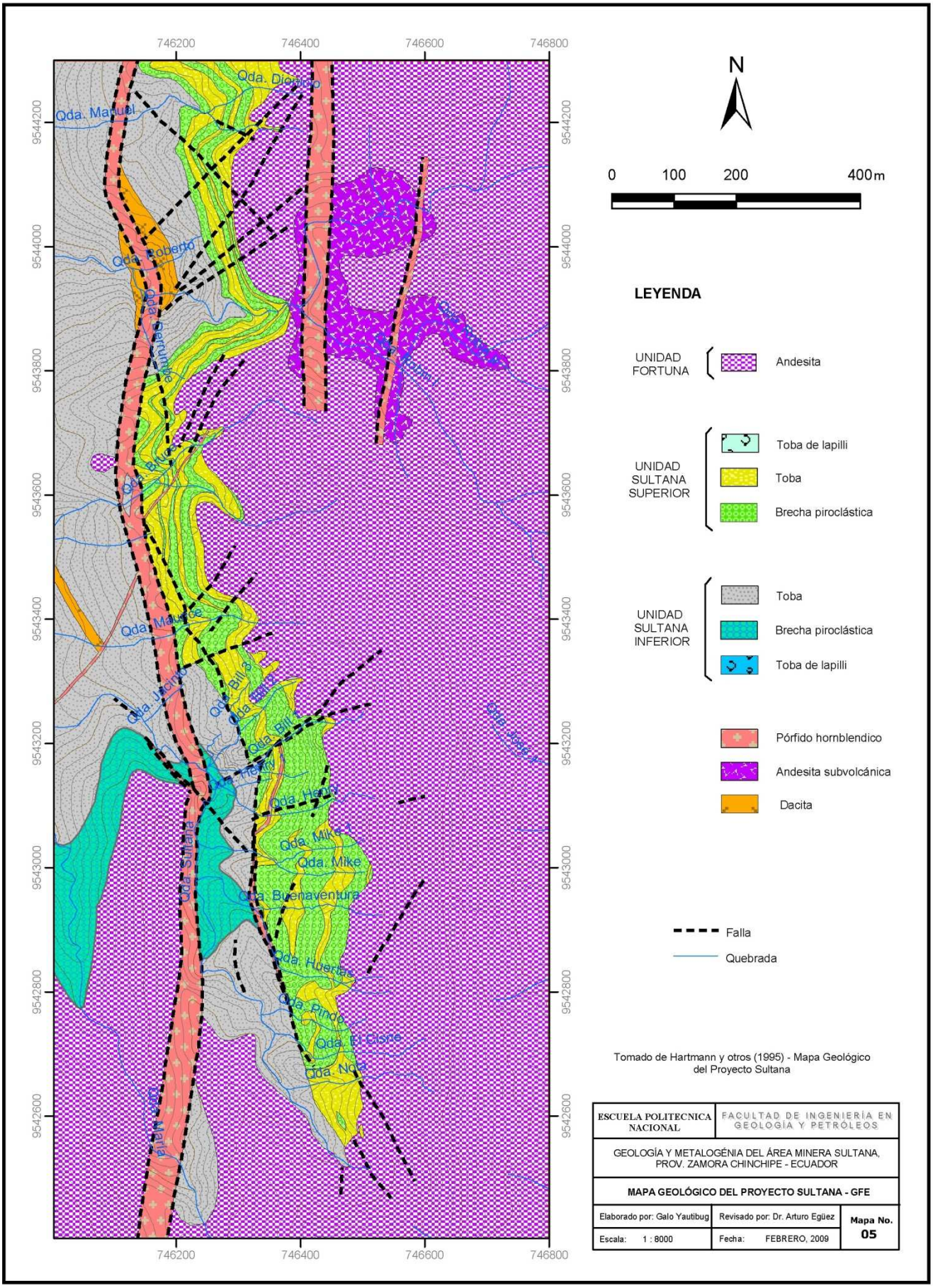
El sistema estructural del cinturón de Nambija consiste de: i) fallas NS que delimitan zonas metalogénicas; ii) fallas NE-SW con mineralización; iii) fallas NW-SE que cortan a las NE-SW; iv) fallas subhorizontales paralelas a la estratificación; y, v) fallas transversales EW posteriores; todo el sistema relatado a un campo de esfuerzos NE-SW (Prodeminca, 2000).

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1 INTRODUCCIÓN

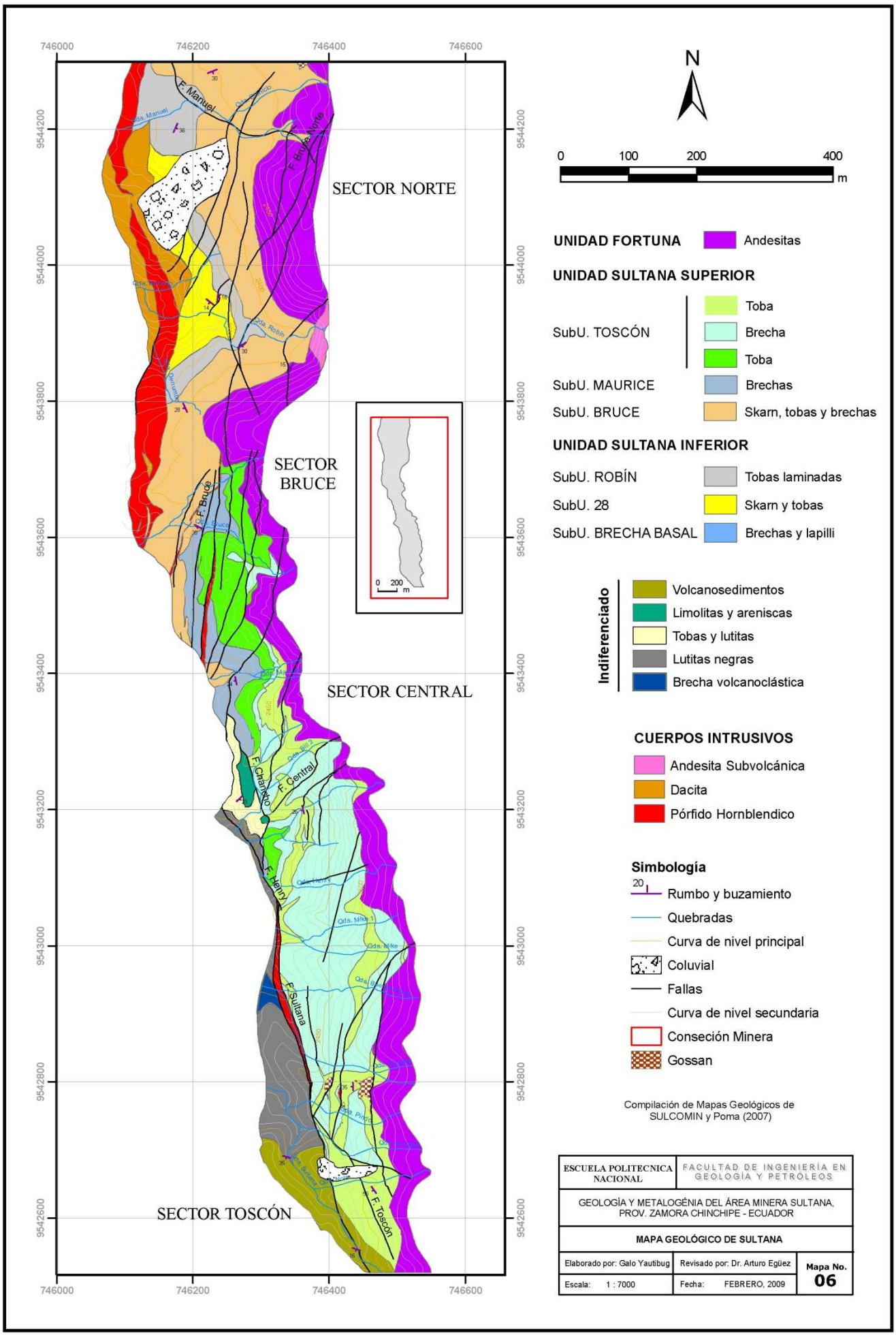
Las diferentes unidades litológicas existentes en el área afloran principalmente en el flanco Oeste del Cerro Sultana, en forma de fajas de dirección aproximadamente Norte-Sur, con buzamientos subhorizontales y están constituidas principalmente por rocas volcanoclásticas, flujos de lavas andesíticas y sedimentos, cortados por intrusivos. Todo el conjunto descansando sobre el batolito Jurásico Zamora que no aflora en el área de Sultana. La secuencia volcanoclástica y volcanosedimentaria en Sultana pertenece a la Unidad Piuntza del Triásico (Litherland y otros, 1994)

Hartmann y otros (1996) han dividido estas secuencias volcanoclásticas en tres unidades litológicas reconocidas como Unidad Sultana Inferior, Unidad Sultana Superior y Unidad Fortuna (Mapa 5). La compilación de mapas geológicos realizados por SULCOMIN y Poma (2007) (Mapa 6) mas el reconocimiento de campo tanto de superficie como en galerías subterráneas conjuntamente con el logeo y revisión de perforaciones a diamantina tanto de superficie como del interior de la mina han permitido detallar y evaluar la información geológica para definir una nueva subdivisón litoestratigrafica y verificar su continuidad a lo largo de toda la concesión. Este estudio ha redefinido a dos de las unidades descritas por Hartmann y otros (1996) considerando la litología dominante, de tal forma que para la Unidad Sultana Inferior se ha catalogado un conjunto de tres subunidades denominadas Brecha Basal, 28 y Robín; de igual manera para la Unidad Sultana Superior, conformada por tres subunidades denominadas Bruce, Maurice y Toscón. El complemento descriptivo de la Unidad Fortuna y de los cuerpos intrusivos se lo ha realizado partiendo del estudio de Hartmann y otros (1995) más el detalle petrográfico de las rocas en cuestión.



Tomado de Hartmann y otros (1995) - Mapa Geológico del Proyecto Sultana

ESCUELA POLITECNICA NACIONAL	FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS
GEOLOGÍA Y METALOGÉNIA DEL ÁREA MINERA SULTANA, PROV. ZAMORA CHINCHIPE - ECUADOR	
MAPA GEOLÓGICO DEL PROYECTO SULTANA - GFE	
Elaborado por: Galo Yautibug	Revisado por: Dr. Arturo Egüez
Escala: 1 : 8000	Fecha: FEBRERO, 2009
Mapa No. 05	


746000
746200
746400
746600
9544200
9544000
9543800
9543600
9543400
9543200
9543000
9542800
9542600
SECTOR NORTE
SECTOR BRUCE
SECTOR CENTRAL
SECTOR TOSCÓN
F. Manuel
F. Bruce Norte
F. Bruce
F. Chanate
F. Central
F. Henry
F. Sultana
F. Toscon
0 200 m
N
0 100 200 400 m
UNIDAD FORTUNA
Andesitas
UNIDAD SULTANA SUPERIOR
SubU. TOSCÓN
Toba
Brecha
Toba
SubU. MAURICE
Brechas
SubU. BRUCE
Skarn, tobas y brechas
UNIDAD SULTANA INFERIOR
SubU. ROBÍN
Tobas laminadas
SubU. 28
Skarn y tobas
SubU. BRECHA BASAL
Brechas y lapilli
Indiferenciado
Volcanosedimentos
Limolitas y areniscas
Tobas y lutitas
Lutitas negras
Brecha volcanoclástica
CUERPOS INTRUSIVOS
Andesita Subvolcánica
Dacita
Pórfido Hornblendico
Simbología
Rumbo y buzamiento
Quebradas
Curva de nivel principal
Coluvial
Fallas
Curva de nivel secundaria
Conseción Minera
Gossan
Compilación de Mapas Geológicos de SULCOMIN y Poma (2007)
ESCUELA POLITECNICA NACIONAL
FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS
GEOLOGÍA Y METALOGÉNIA DEL ÁREA MINERA SULTANA, PROV. ZAMORA CHINCHIPE - ECUADOR
MAPA GEOLÓGICO DE SULTANA
Elaborado por: Galo Yautibug
Revisado por: Dr. Arturo Egüez
Mapa No. 06
Escala: 1 : 7000
Fecha: FEBRERO, 2009

La descripción detallada de estas subunidades se lo ha realizado considerando cuatro sectores con características geológicas particulares siendo estos: Sector Norte, Sector Bruce, Sector Central y Sector Toscón (Mapa 6). Además se enfatiza en la descripción de los principales centros de explotación mineral denominados Mina 28, esto en el Sector Norte; y, Mina Bruce, en el Sector Bruce (Mapa 2).

En Sultana la secuencia litológica se compone principalmente de rocas de origen piroclástico, es decir, aquellas generadas por procesos de rotura como resultado directo de la actividad volcánica. De acuerdo a Le Maitre (1989) en Castroviejo (1998) las rocas piroclásticas mayoritariamente consolidadas se clasifican de acuerdo al tamaño del clasto en: brecha piroclástica (clastos > 64 mm), toba de lapilli (clastos entre 64 y 2 mm), toba de ceniza gruesa (clastos entre 2 y 0.06 mm) y toba de ceniza fina (< 0.06 mm). El término "toba de lapilli" tomado por Hartmann y otros (1995) se basa en la clasificación de Fisher y Schmincke (1984) en Hartmann y otros (1996) que define a la "toba de lapilli" como una toba lítica (> 8 mm) y la "microbrecha" como toba de lapilli (8 a 32 mm). En este estudio, la clasificación de rocas piroclásticas de acuerdo al tamaño de clasto se define de la siguiente manera: brecha de fina a gruesa (> 8 mm), toba de lapilli (2 a 8 mm), toba de ceniza gruesa a fina (< 2 mm). Las tobas y cenizas pueden clasificarse de acuerdo con la composición mayoritaria de sus fragmentos como toba lítica, toba de vidrio y toba de cristales.

3.2 UNIDAD SULTANA INFERIOR

Hacia el Oeste de la concesión, aproximadamente bajo la cota 2350 msnm y formando una faja con dirección N-S, aflora la Unidad Sultana Inferior (Mapa 5). Hacia el techo está en contacto transicional con la Unidad Sultana Superior, mientras que su piso no ha sido encontrado, asumiendo que a más profundidad debe encontrarse el contacto con el batolito Zamora (Hartmann y otros, 1995).

Sobre la superficie, el contacto entre estas unidades es tectónico, pero el estudio mineralógico en las perforaciones ha mostrado una transición continua en la sedimentación con un hiato no mayor (Hartmann y otros, 1995). La evidencia mineralógica ha sugerido que la Unidad Sultana Inferior es genéticamente diferente a la Unidad Sultana Superior y es originalmente de composición riolítica (Hartmann y otros, 1995).

Esta unidad litológica, está constituida por un conjunto de rocas piroclásticas, con débil skarnificación: tobas, lapilli, microbrechas. Las tobas de lapilli son de color gris claro, laminadas, incluidos fragmentos de lava riolítica y dacítica además de cristales rotos de plagioclasa (Hartmann y otros, 1995).

3.2.1 SUBUNIDAD BRECHA BASAL

La Subunidad Brecha Basal representa la parte inferior conocida de la Unidad Sultana Inferior.

Esta subunidad no aflora en superficie (Mapa 6) pero constituye gran parte del piso en las galerías de explotación en la Mina 28. Ha sido intersecada casi en todos y en algunos pozos exploratorios tanto en el Sector Norte como en el Sector Central respectivamente.

Subyaciente a esta subunidad se considera probablemente al batolito de Zamora no aflorante dentro de la concesión ni intersecado por pozos exploratorios. Suprayacente en contacto irregular erosivo se tiene a la Subunidad 28. Se ha tomado como referente de esta subunidad al pozo BH32 que ha sido el único que ha llegado a intersecar una potencia de 150 m, esto en el Sector Norte.

Esta subunidad está atravesada completa y parcialmente por andesitas subvolcánicas porfiríticas con alteración potásica (biotita) y propilítica intersecadas en los pozos BH02 y BH32 respectivamente (Hartmann y otros, 1995); (Hartmann y otros, 1996).

El cuerpo principal de esta subunidad está constituida por una brecha piroclástica a microbrecha (Foto 2) intensamente silicificada, muy competente, con capas de tobas de lapilli aisladas con una fuerte a débil alteración propilítica y alteración de adularia. Localmente la epidotización es fuerte junto con una débil skarnificación que se evidencia por la presencia de diópsido +/- granate. Este es el caso de la muestra M28-1 (ver anexos) (piso brecha de la Mina 28) que presenta una mineralogía con: plagioclasa (77%), epidota (10%), adularia (5%), diópsido (3%), granate (2%), trazas de calcita y pirita. Está mineralogía representa a una brecha piroclástica fina de composición andesítica que ha sufrido una débil skarnificación seguido por una alteración de adularia y posteriormente una alteración propilítica (Foto 3). Otras alteraciones como la cloritización y calcitización también están presentes localmente.

Los clastos pueden tener un diámetro máximo a 35 mm, a veces como fragmentos líticos de 5 a 7 cm de diámetro de color gris oscuro a claro, gris verdoso. La brecha puede ser matriz o clasto soportada constituida por tobas litificadas, andesitas, lavas, traquitas, tonalitas y fenocristales de plagioclasa rotas en una matriz fina tobácea.

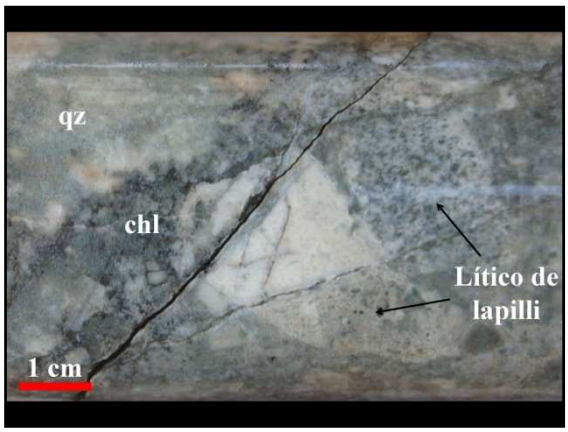


Foto 2. Brecha volcanoclástica en una matriz fina silicificada y propilitizada, con cuarzo (qz) y clorita (chl). SS05-54 m.

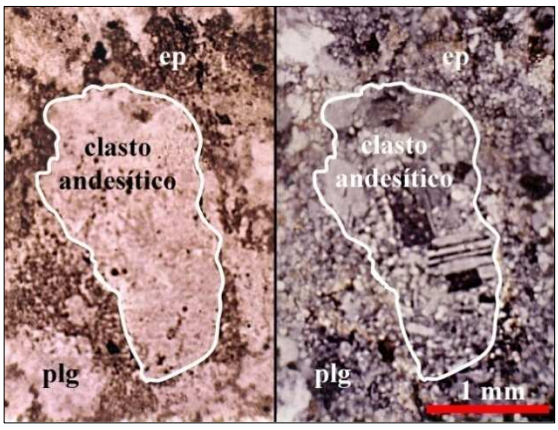


Foto 3. Lítico de composición andesítica en una matriz con plagioclasa (plg) altamente propilitizada con epidota (ep). N y NX. M28-1.

La litología basal de esta subunidad comprende una capa de toba de lapilli (~12 m) con alteración potásica (biotización) y abundantes vetillas milimétricas rellenas de cuarzo – pirita – calcita (Hartmann y otros, 1995). Generalmente estos flujos

volcánicos representan varias secuencias que pasan gradualmente desde brechas volcanoclásticas gruesas hasta tobas de lapilli y tobas de ceniza fina.

3.2.2 SUBUNIDAD 28

La Subunidad 28 representa la parte media de la Unidad Sultana Inferior.

En el Sector Norte aflora principalmente en la parte alta del ingreso principal de la Mina 28 y en el camino principal desde la quebrada Robín hacia el Norte (Mapa 6). Esta subunidad ha sido intersecada en todos los pozos exploratorios en el Sector Norte mientras que en los Sectores Bruce y Central ha sido intersecado tan solo por ciertos pozos.

La Subunidad 28 sobreyace en contacto discordante erosivo a la Subunidad Brecha Basal, y subyace a la Subunidad Robín en contacto transicional. Se ha tomado como referente de esta subunidad al pozo SS-03 que ha llegado a intersecar una potencia de 80 m en la parte central del Sector Norte ya que hacia el lado Noreste y Suroeste la potencia disminuye hasta los 45 m.

La depositación en esta subunidad es continua, localmente intruida por pequeños diques andesíticos de dirección NW-SE aflorantes al Suroeste de la Mina 28. La alteración principal es la skarnificación y la silicificación, seguido por una pervasiva a canalizada alteración potásica (adularia) muy rica en selectivos niveles estratigráficos, conjuntamente con una alteración propilítica.

3.2.2.1 Subunidad 28 Inferior

La Subunidad 28 Inferior es la más importante económicamente ya que aloja la principal mineralización de Sultana constituyéndose en el cuerpo de explotación de la Mina 28. No aflora en superficie pero en la Mina 28 ha sido intensamente perforada con sondajes al interior de la mina.
Sobreyace en contacto discordante erosivo a la Subunidad Brecha Basal y está subyaciente en contacto transicional con la Subunidad 28 Superior. La

depositación se da en un ambiente volcanosedimentario con aportes detríticos finos y gruesos de composición andesítica y riolítica donde tobas de lapilli y brechas finas pueden presentarse localmente. Litológicamente consiste de tobas skarnificadas de color café masivas a bandeadas de grano fino a medio cambiando lateralmente y transicionalmente a unas alternancias centimétricas a decimétricas de tobas skarnificadas de color café oscuro - rojizo con tobas silicificadas de grano fino de color blanco a gris verdoso hasta verde oscuro (Foto 4 y 5), muy competentes. La Subunidad 28 Inferior tiene una potencia promedio de 28 m, variando lateralmente hasta un mínimo de 20 m.

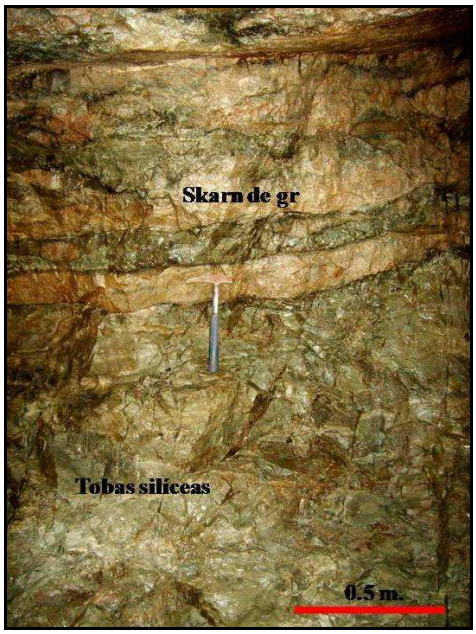


Foto 4. Bandeamiento de skarn de granate con tobas silicificadas. Mina 28.

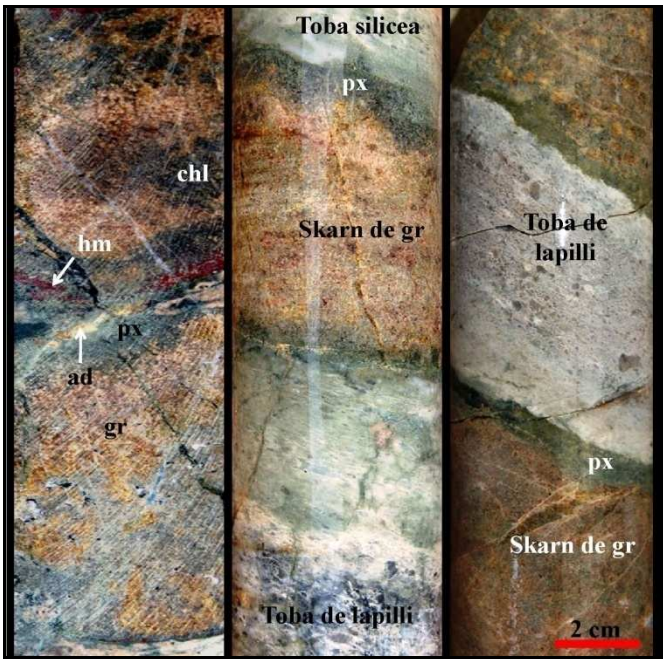


Foto 5. Skarns de granate - piroxeno con tobas de lapilli y tobas silicificadas de la Subunidad 28 Inferior. Sector Norte.

En referencia a la Mina 28, la Subunidad 28 Inferior ha sido subdividida en seis niveles estratigráficos conformados por cuerpos masivos de skarn e interestratificaciones de skarns con tobas finas silicificadas. La columna estratigráfica de la Mina 28 está representada en la Figura 3.

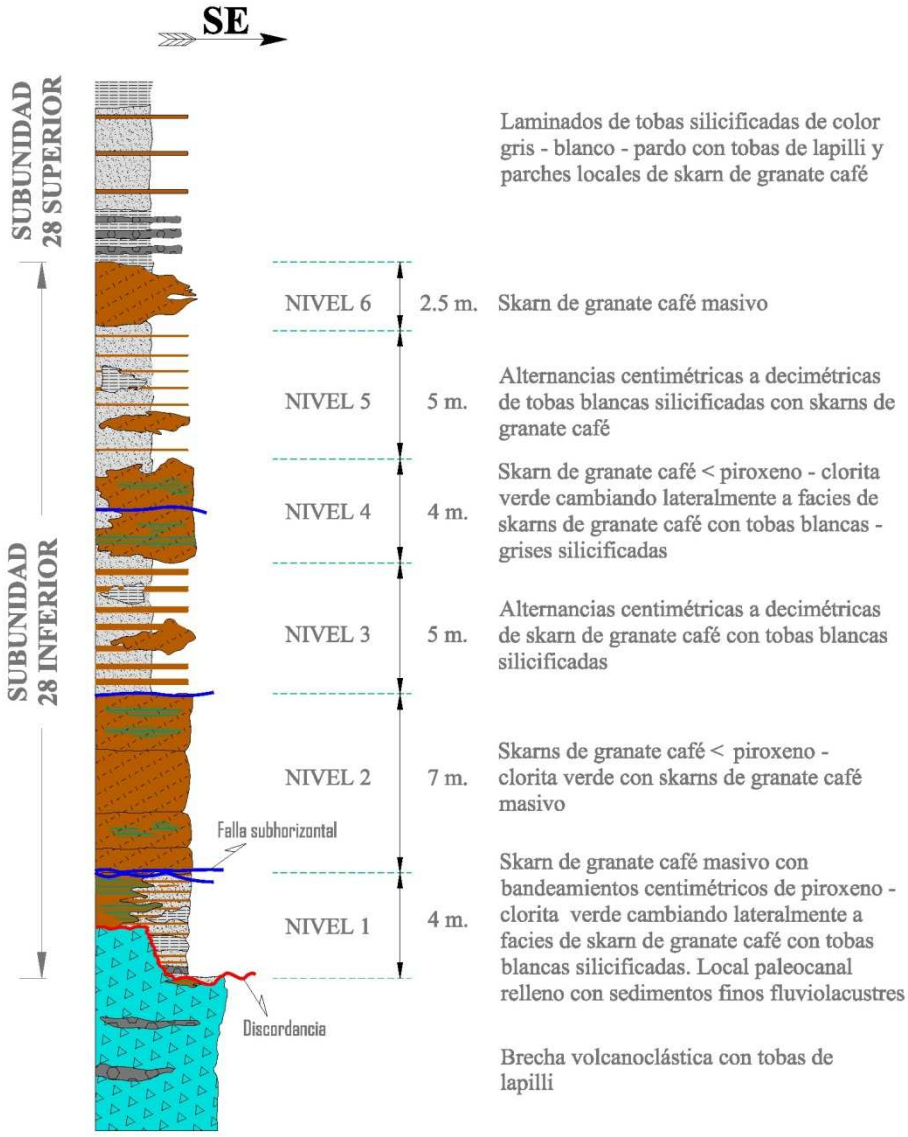


Figura 3. Columna estratigráfica de la Mina 28.

El **Nivel 1** ha constituido el principal volumen de explotación aurífera de la Mina 28 con zonas locales de bonanza mayores a 100 gr/tn. Este nivel está compuesto por tres litofacies que varían progresivamente desde el Noroeste hacia el Sureste siendo estas:

1.- Se ubica al lado Noroeste donde se encuentra parcialmente limitado al techo por un sistema de fallas subhorizontales y subparalelas a la estratificación (Figura 3), las cuales tienen rellenos principalmente de pirita, cuarzo, calcita, clorita y algo de esfalerita. Esté límite fallado está restringido a la parte centro-norte de la Mina 28. Este estrato tiene un espesor promedio de dos metros.

Litológicamente consiste de un skarn de granate café oscuro - café rojizo de grano grueso a medio en parte masivo y que parcialmente presenta intercalaciones centimétricas de color verde oscuro con piroxeno (diópsido) y clorita. En la lámina delgada de la muestra DH28-36-11 (ver anexos) se puede evidenciar una textura equigranular con alto relieve masivamente de granate euhedral a subhedral con trazas de hematita (Foto 6). Localizados lentes y vetillas de cuarzo ± oro con bordes de reacción de granate verde oliva - hematita - clorita se dan en skarns de granate < piroxeno.

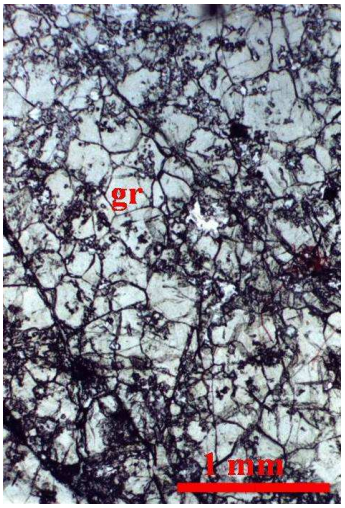


Foto 6. Microfotografía de un skarn de granate masivo (gr). N. DH28-36-11 m.

2.- Se ubica al lado Sureste donde está limitada parcialmente al techo por fallas subhorizontales y subparalelas a la estratificación principalmente hacia el Norte de la Mina 28, mientras que al Sur está limitado al techo por un cuerpo de skarn de granate café - café rojizo de textura moteada. El espesor promedio de este estrato es de dos metros. Litológicamente consiste de alternancias centimétricas de skarn de granate café < piroxeno (diópsido) - clorita verde oscuro con tobas silicificadas gris verdosas. Al Sur localmente se presentan lentes con cuarzo + adularia + granate verde ± oro pasando hacia el Norte a lentes y vetillas con cuarzo + granate verde ± oro.

3.- Se ubica principalmente al lado Este de la Mina 28 donde se puede apreciar como el techo de la subyacente Subunidad Brecha Basal ha sido deformado y erosionado. Esta superficie ha formado rellenos sinsedimentarios de tamaños

métricos de sedimentos finos fluviolacustres laminados y localmente alternando con tobas finas y tobas de lapilli. Localmente se pueden presentar rellenos con flujos de escombros que incluyen bloques de skarn, tobas y brechas en una matriz tobácea, además de tobas arenosas propilitizadas en capas centimétricas a decimétricas interestratificadas con brechas volcanoclásticas. Estos rasgos son más locales y han sido parte de zonas de bonanza. Estos depósitos sinsedimentarios pueden tener una potencia de hasta cuatro metros donde han sido intensamente silicificados y localmente skarnificados presentando localmente mineralización aurífera.

El **Nivel 2** está compuesto por un skarn de granate café oscuro – café claro masivo y de textura moteada con localizados niveles que presentan bandeamientos centimétricos de skarn de granate café y piroxeno - clorita verde oscuro (Figura 3). Este nivel tiene un espesor promedio de siete metros que se mantiene a lo largo de la Mina. Al Norte, parcialmente está limitado al techo por un sistema de fallas similar al Nivel 1. La mineralización se presenta localmente como lentes de cuarzo + granate verde ± oro principalmente en el skarn de granate café - piroxeno - clorita.

El **Nivel 3** consiste de intercalaciones centimétricas a decimétricas de skarn de granate café con tobas silicificadas de color blanco a gris verdoso (Figura 3). Este nivel tiene un espesor aproximado de cinco metros en el que localmente se presentan cuerpos intraformacionales de skarn de granate café oscuro masivo y tobas silicificadas, ambos de espesores métricos. La mineralización en este nivel es muy restringida tan solo a zonas locales cerca de fallas mineralizantes en forma de lentes o vetas.

El **Nivel 4** está compuesto por un skarn de granate café masivo y locales bandeamientos centimétricos de skarn de granate café con piroxeno - clorita verde oscuro (Figura 3). Este nivel tiene un espesor máximo de siete metros conocido al Sur de la Mina 28, llegado incluso a facies centimétricas de alternancias de skarn de granate café con tobas silicificadas blancas a gris verdosas al centro Oeste de la Mina 28. Este cuerpo de skarn masivo presenta

localmente cuerpos métricos intraformacionales de intercalaciones centimétricas a decimétricas de skarn de granate café con tobas blancas silicificadas. A través de este nivel pasan cortando fallas subhorizontales sinusoidales subparalelas a la estratificación y rellenas con calcita ± cuarzo ± pirita similar a la familia que limita al techo el nivel 1. La mineralización se presenta en forma de lentes o vetas como cuarzo + adularia ± oro con bordes de reacción clorita - epidota (Foto 7).

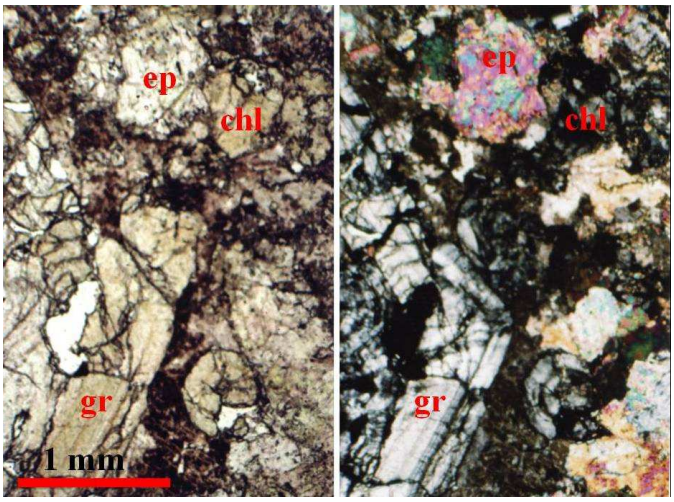


Foto 7. Microfotografía de un cristal de granate (gr) en una matriz propilitizada (clorita=chl, calcita, epidota = ep). N y NX. DH28-39-5.9 m.

El **Nivel 5** consiste de intercalaciones centimétricas a decimétricas de tobas silicificadas de color blanco a gris verdoso con skarns de granate café (Figura 3). Este nivel tiene un espesor promedio de cinco metros en el que también se presentan localmente cuerpos métricos intraformacionales de skarn de granate café oscuro masivo y tobas silicificadas, similar al Nivel 3. La mineralización es muy local cerca de fallas mineralizantes en forma de lentes o vetas que característicamente presenta un incremento en el contenido de adularia hacia el techo.

El **Nivel 6** está compuesto por un skarn de granate café masivo de textura granular (Figura 3) limitado al techo por unas tobas silicificadas blancas laminadas y tobas arenosas epidotizadas con subordinados estratos de skarn de granate café masivo. Este nivel tiene un espesor máximo de tres metros conocido al centro Norte de la Mina 28 y llegado a facies centimétricas de alternancias de

skarn de granate café con tobas silicificadas blancas a gris verdosas al centro Sur de la Mina 28. La mineralización se presenta localmente en forma de lentes o vetas como cuarzo + adularia + epidota + pirita + calcita + clorita ± oro.

3.2.2.2 Subunidad 28 Superior

La Subunidad 28 Superior sobreyace a la Subunidad 28 inferior en contacto transicional y subyace a la Subunidad Robín en contacto transicional. Presenta una potencia de 30 m representado por alternancias decimétricas a métricas de tobas laminadas finas silicificadas de color gris claro verdoso con delgadas laminaciones de skarn de granate café (Foto 8). En la Subunidad 28 Superior se va dando un cambio transicional en el grado de skarnificación conforme se avanza hacia el techo, desde capas centimétricas de skarn a incipientes vetillas de granate.

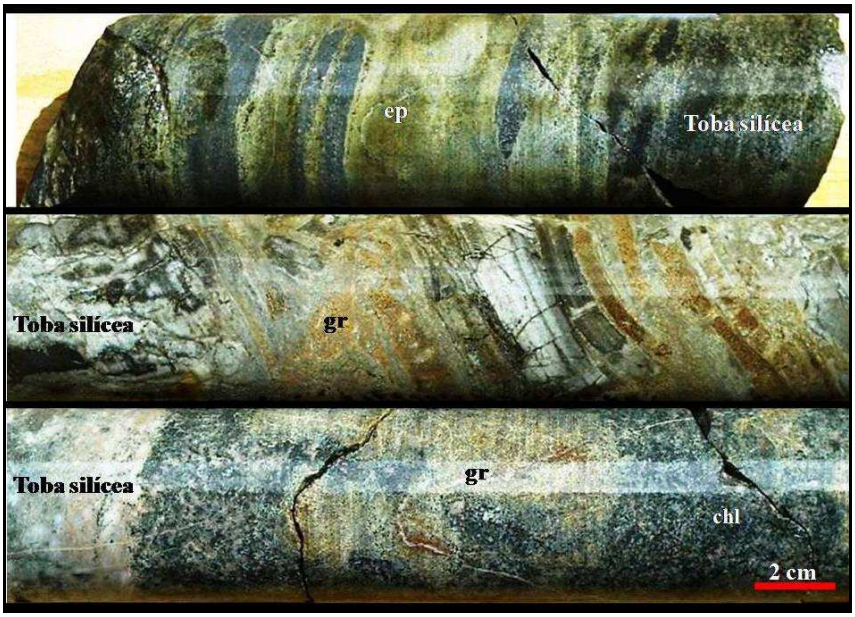


Foto 8. Tobas silicificadas masivas y laminadas con intercalaciones menores de granate (gr), epidota (ep) y clorita (chl) pertenecientes a la Subunidad 28 Superior.

Aflora en la parte alta del acceso principal de la Mina 28, evidenciándose una mineralización local con oro visible relacionado a vetillas de cuarzo (A. Egüez, com. pers., 2006).

Se reconoce la base de la Subunidad 28 Superior por la aparición de tobas arenosas silicificadas alternando con tobas arenosas epidotizadas. Localmente se tienen brechas finas félsicas a tobas de lapilli con un incremento progresivo de tobas silicificadas hacia el techo.

3.2.3 SUBUNIDAD ROBÍN

La Subunidad Robín representa la parte superior de la Unidad Sultana Inferior.

En el Sector Norte aflora en forma de faja con dirección N-S, desde la parte baja de la quebrada Manuel pasando por la quebrada Robín (Foto 9) hasta la quebrada Derrumbe sobre el camino de acceso (Mapa 6). En este sector la subunidad es intersecada en casi todos los pozos exploratorios.

Foto 9. Tobas silicificadas laminadas en la quebrada Robín.

Las perforaciones tanto en Sector Bruce como en el Sector Central intersecan esta subunidad completamente y en parte, respectivamente. En el Sector Toscón ha sido intersecado por algunos pozos exploratorios al Este como lutitas negras laminadas con intercalaciones menores de brechas piroclásticas. El seguimiento de esta subunidad indica un cambio de facies que va desde tobas finas grises laminadas en el Sector Norte hasta lutitas negras con intercalaciones menores de tobas y brechas finas en el Sector Toscón.

La Subunidad Robín sobreyace concordantemente a la Subunidad 28 Superior, y subyace concordantemente a la Subunidad Bruce. En el Sector Norte esta subunidad tiene una potencia promedio de 25 m hasta un mínimo de 18 m, mientras que para el resto de sectores tiene una potencia promedio de 45 m, se ha tomado como referente de esta subunidad al pozo BH-11 en el Sector Central donde ha alcanzando una potencia de 65 m. El ambiente de depositación es continua y se enmarca dentro de una cuenca sedimentaria tranquila con aportes detríticos finos y depósitos piroclásticos de ceniza fina de composición riolítica, localmente intruida por pequeños diques andesíticos.

Litológicamente consiste de tobas de grano fino masivas y laminadas de color gris claro a negro con esporádicos niveles de tobas de lapilli (Foto 10) compuesta principalmente por ceniza fina riolítica con cuarzo - plagioclasa y vidrio volcánico (Foto 11).

Foto 10. Tobas laminadas silicificadas gris claras a negras con intercalaciones menores de tobas de lapilli.

La alteración predominante es la silicificación de grado moderado ya que se conserva la textura original de la roca; otras alteraciones locales son la adularización, carbonatización y propilitización. Según Hartmann y otros (1995) las tobas afaníticas negras que presentan locales parches negros y blancos son el resultado del proceso de carbonatización, ya que el color original de las tobas debió ser negro por el al alto contenido de vidrio volcánico, donde las tobas

negras fueron alteradas hidrotermalmente (carbonatización y silicificación) cambiando el color a blanco – grisáceo.

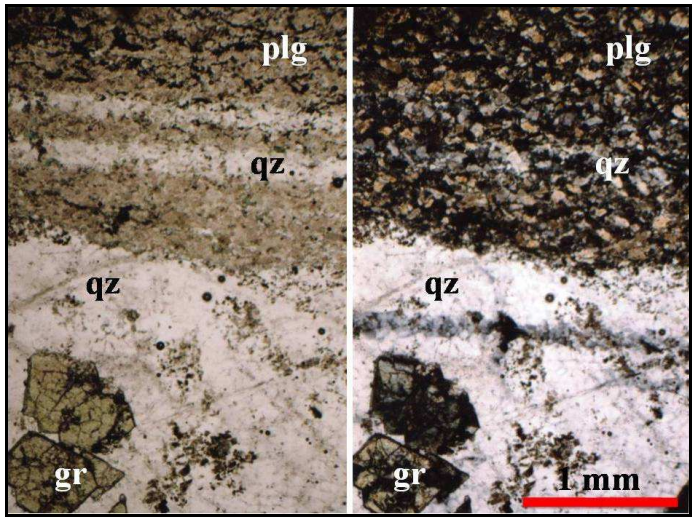


Foto 11. Microfotografía de una toba laminada silicificada con cuarzo (qz) y plagioclasa (plg), atravesada por una vetilla de cuarzo - granate (gr), la plagioclasa con débil alteración propilítica. N y NX. SS03-96 m.

Se puede encontrar interdigitaciones locales de brecha piroclástica matriz soportada con clastos de diámetro hasta 35 mm de composición riolítica que localmente ha pasado por una menor skarnificación y albitización seguido por una alteración retrógrada y propilítica (Hartmann, y otros, 1995).

3.2.4 ROCAS INDIFERENCIADAS

Estas rocas afloran al Oeste de la concesión siendo agrupadas por Hartmann y otros (1995) dentro de la Unidad Sultana Inferior (Mapa 5). La subclasificación de estas rocas se torna dificultosa debido a la poca información geológica disponible.

Según Hartmann y otros (1995) hacia la parte baja de la quebrada Buenaventura, al Oeste del dique - falla Sultana (Mapa 6) afloran unas brechas piroclásticas félsicas silicificadas. Estos autores también reportan una secuencia de más de 100 m de rocas piroclásticas muy oscuras que comprenden brechas

volcanoclásticas, tobas de lapilli y tobas de ceniza fina intersecadas en el pozo BH15 al suroeste de la concesión.

En el Sector Central, de acuerdo a la cartografía geológica realizada por Sulcomin (1999) se identifica un grupo de rocas indiferenciadas al Oeste de la falla inversa Chancho (Mapa 6) que hacia el sur se une con el dique - falla Sultana, estas rocas afloran siguiendo el sendero desde el campamento principal hacia la quebrada Sultana, a lo largo de la parte baja de las Quebradas Bill y Henry.

Sulcomin (1999) ha subdividido a estas rocas indiferenciadas en 4 litologías en orden ascendente:

1.- Limolitas y areniscas finas laminadas de color gris verdoso oscuro de composición andesítica que afloran en la quebrada Henry. Esta litología contiene abundante pirita diseminada junto con esfalerita y otros sulfuros presentes mayormente en vetillas y a veces en stockwork. Una mineralización aurífera se ha concentrado en vetillas milimétricas con cuarzo relacionadas al sistema estructural de la falla Henry (Mapa 6).

2.- Lutitas negras laminadas silicificadas, forman cascadas en las quebradas Bill y Henry. En el Sector Sur afloran en la quebrada Sultana intermedio de la unión con la quebrada Nola y El Cisne extendiéndose 200 m aguas abajo al Oeste de la falla - dique Sultana (Poma, 2007) (Mapa 6).

3.- Intercalaciones centimétricas de tobas de color gris verdoso hasta amarillo con lutitas negras silicificadas compactas laminadas (Foto 12) (Mapa 6).

4.- Limolitas y areniscas finas verdosas con estratificación fina, de aspecto tobáceo, masivas. Hacia el techo probablemente con tobas silíceas félsicas de color crema con oxidación rojiza (Mapa 6). Sobre está litología está asentado el campamento principal de Sultana.

En el Sector Toscón, al pie del coluvial entre las quebradas Nola y Sultana (Mapa 6), afloran rocas volcano - sedimentarias compuestas por brechas y tobas de grano grueso a fino (Poma, 2007) (Mapa 6), siguiendo hacia el sur estas rocas se presentan subyacentes discordantemente a los volcánicos Fortuna.

Foto 12. Estratificación de lutitas negras silicificadas y limolitas tobáceas amarillas en la quebrada Henry.

Estas rocas no presentan ningún rasgo de alteración en términos generales, tan solo afectados por la meteorización. Estas tobas en muestra de mano presentan una textura finogranular, coherencia media, de color pardo con laminaciones gris oscuras (Foto 13), mientras que en lámina delgada presentan una textura muy finogranular compuesta en su totalidad plagioclasa con un bandeamiento irregular de color negro isotrópico de vidrio volcánico (Foto 14). Esta litología podría ser lo más cercano al contexto original de algún protolito.

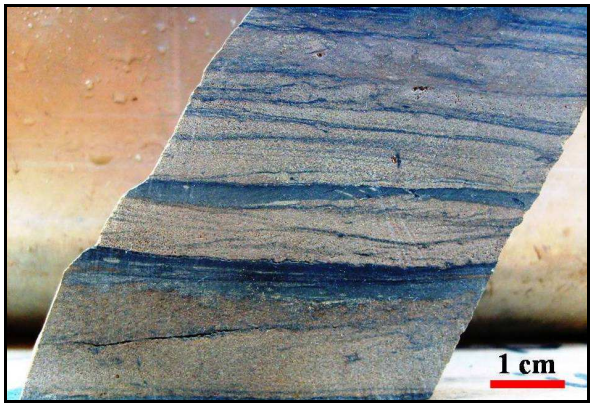


Foto 13. Toba piroclástica laminada con finas capas negras hialoclastíticas. Sector Toscón al SSW.

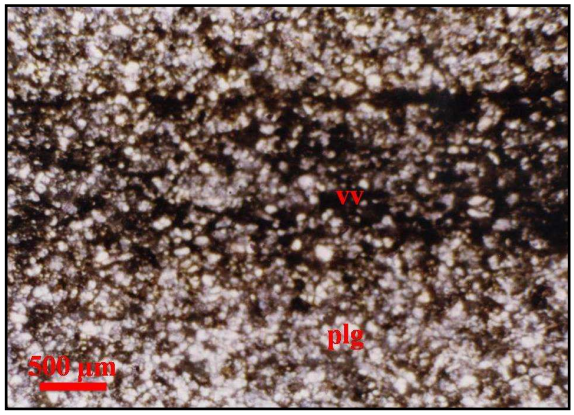


Foto 14. Microfotografía de una toba piroclástica con plagioclasa (plg) y vidrio volcánico (vv). NX. Sector Toscón al SSW.

3.3 UNIDAD SULTANA SUPERIOR

Esta unidad litológica aflora entre las cotas 2400 a 2500 msnm, en forma de una faja N-S, con estratos subhorizontales (Mapa 5), aunque en la parte Sur presenta buzamientos mayores a 60° (Hartmann y otros, 1995).

La Unidad Sultana Superior sobreyace a la Unidad Sultana Inferior en contacto transicional mientras que al Oeste se define un contacto tectónico y subyace a la Unidad Fortuna discordantemente. Al contacto entre la Unidad Sultana Superior y la Unidad Fortuna se reportan cuerpos de “gossans” tanto en la parte alta de la quebrada Dionisio al límite Norte de la concesión como en el Sector Toscón entre las quebradas Huertas y Pindo (Poma, 2007) (Mapa 6). Hartmann y otros (1995) reportan finas capas de suelos al tope de ésta unidad por lo que interpretan como una paleosuperficie erosionada que ha sido fue cubierta discordantemente por las rocas de la Unidad Fortuna.

Esta unidad está conformada por un conjunto de rocas interestratificadas con contactos irregulares de brechas piroclásticas, tobas skarnificadas y tobas silicificadas en menor proporción. Las tobas de grano fino son de color gris claro, amarillo o café, masivas a finamente laminadas. Las brechas piroclásticas gruesas son de color gris claro a verde, que se encuentran mayormente interestratificadas con tobas skarnificadas (Hartmann y otros, 1995).

3.3.1 SUBUNIDAD BRUCE

La Subunidad Bruce representa la parte inferior de la Unidad Sultana Superior.

En el Sector Norte aflora como un cinturón de dirección N-S desde el límite Norte de la concesión por la quebrada Nelly pasando por la parte alta de las quebradas: Dionisio, Manuel, Robín y Derrumbe (Mapa 6). Esta unidad es intersecada por pocos pozos exploratorios, con una potencia promedio de 40 m ya que hacia el

Suroeste del Sector Norte esta unidad se encuentra parcial a totalmente erosionada.

En el Sector Bruce aloja el cuerpo de skarn mineralizado de la Mina Bruce y aflora como una faja continua pasando por las quebradas Bruce y Maurice hacia el sur (Mapa 6). Tanto en el Sector Bruce como en el Sector Central ha sido intersecado en todos los pozos exploratorios, alcanzando en el Sector Bruce una potencia de 70 m. En el Sector Toscón ha sido intersecada por algunos pozos exploratorios dando una potencia aproximada de 50 m.

La Subunidad Bruce sobreyace concordantemente a la Subunidad Robín, y subyace en contacto discordante a la Subunidad Maurice. La depositación presenta un incremento en el aporte volcanosedimentario con facies gruesas arenosas y flujos volcanoclásticos; las alteraciones principales son silicificación, propilitización y skarnificación.

El ambiente de depositación se enmarca dentro de una cuenca sedimentaria con aportes detríticos finos y arenosos y volcanoclastos gruesos con una depositación irregular en ciertos niveles estratigráficos. Esta subunidad está intruida por pequeños y medianos diques porfiríticos con hornblenda, principalmente aflorantes en la Mina Bruce y en superficie.

Litológicamente consiste de intercalaciones de tobas arenosas epidotizadas alternando con brechas volcanoclásticas gruesas y cuerpos de skarns de granate café claro - amarillo y piroxeno azul verdoso (Foto 15) con tobas silicificadas masivas y finamente laminadas de color gris claro. Las tobas silicificadas blancas laminadas se presentan en menor proporción pero marcan controles estratigráficos. La alteración es principalmente selectiva ya sea para la silicificación, skarnificación, epidotización al igual que una adularización que afecta selectivamente a clastos o matriz principalmente en las brecha piroclásticas. Las tobas arenosas presentan skarnificación con un intercrecimiento de cristales de epidota – diópsido - granates. Las brechas conglomeraticas se presentan clastosoportada en una matriz de ceniza fina silicificada con líticos de

hasta 5 cm que se componen de fragmentos de andesitas, tobas silicificadas y tobas de lapilli.

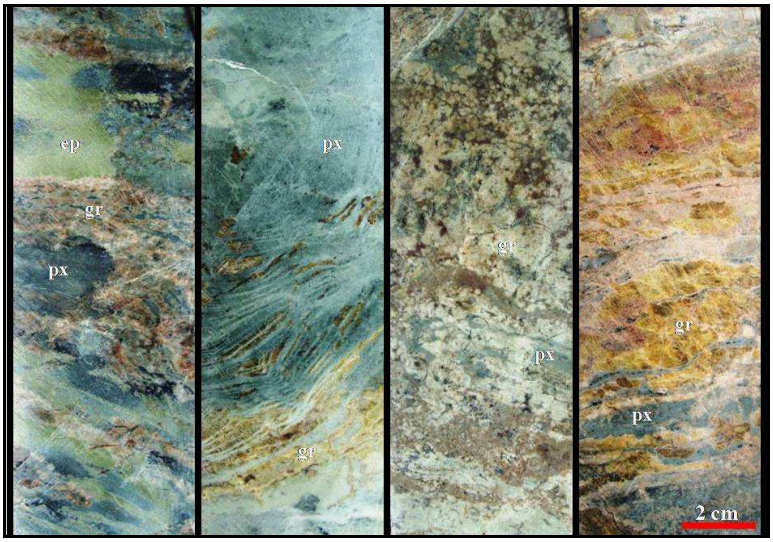


Foto 15. Varios skarns de granate (gr) café claro - blanco - amarillo con piroxeno verde azulado (px=diópsido) y epidota (ep). Sector Bruce

Estructuralmente, el Sector Bruce se divide en tres bloques limitados por fallas. Estos bloques (Este, Central y Oeste) definen el denominado mini graben Bruce, siendo el bloque Central el que ha constituido la Mina Bruce.

3.3.1.1 Subunidad Bruce Inferior

Aflora en la cascada de la quebrada Bruce al pie de la galería de extracción junto al camino. Ha sido intersecada por varias perforaciones al interior de la mina y de superficie en el bloque Oeste y Este de la Mina Bruce respectivamente. La Subunidad Bruce Inferior sobreyace concordantemente a la Subunidad Robín y subyace concordantemente a la Subunidad Bruce Medio.

El ambiente de depositación se enmarca dentro de una cuenca sedimentaria con aportes tobáceos finos y arenosos de composición andesítica rico en componente cálcico y gruesos flujos volcanoclásticos de composición andesítica y riolítica a la base decreciendo al techo.

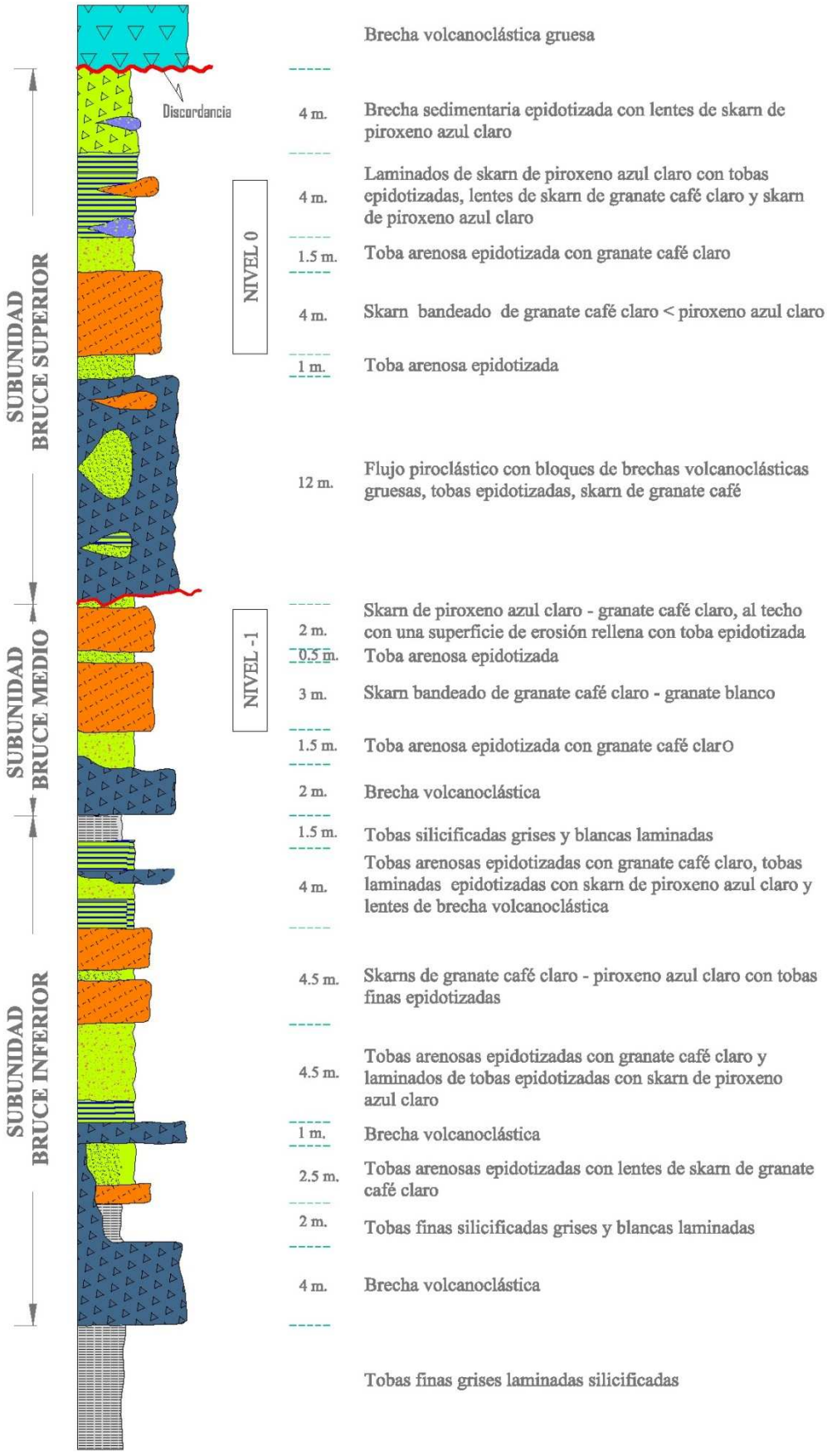


Figura 4. Columna estratigráfica de la Subunidad Bruce.

Litológicamente consiste de tobas epidotizadas, laminadas a masivas con unas pocas intercalaciones de tobas skarnificadas granatíferas y finas brechas volcanoclásticas (Figura 4). Varios pozos exploratorios interceptan una brecha volcanoclástica gruesa con una potencia promedio de 4 m hasta un máximo de 15 m. Interdigitado se dan pequeños estratos de tobas silicificadas blancas laminadas. Hacia el Sector Central aparecen tobas silicificadas grises con niveles enriquecidos en granate e intercalaciones de tobas de lapilli. La Subunidad Bruce Inferior tiene una potencia aproximada de 25 m. Los cuerpos de skarn presentes con oro son subeconómicos.

3.3.1.2 Subunidad Bruce Medio

La Subunidad Bruce Medio contiene el cuerpo de skarn mineralizado que ha sido explotado en la Mina Bruce en el denominado “Nivel -1” (Figura 4). No aflora en superficie pero ha sido interceptado en todas las perforaciones al interior de la mina en el bloque Central, donde se lo toma de referencia. Sobreyace concordantemente a la Subunidad Bruce Inferior y subyace discordantemente a la Subunidad Bruce Superior. A la base se tiene una brecha volcanoclástica en contacto con una toba silicificada blanca a gris laminada, mientras que al techo se evidencia un contacto irregular definido como una paleosuperficie con tobas arenosas epidotizadas que limitan el flujo piroclástico subsiguiente.

Litológicamente consiste de dos secuencias: unas tobas skarnificadas de piroxeno (diópsido) - granate y tobas skarnificadas bandeadas con menor piroxeno con potencias de dos y tres metros respectivamente, separadas por una delgada capa de toba arenosa epidotizada, hacia la base con capas masivas de tobas arenosas epidotizadas de color verde intenso y tobas arenosas granulares al tope, variando a tobas laminadas de color verde claro con débil skarnificación. La Subunidad Bruce Medio tiene una potencia aproximada de 10 m. Los cuerpos de skarn presentes pueden reportar valores de hasta 25 gr/tn. Al techo de la Subunidad Bruce Medio se tiene un skarn de diópsido que en la muestra SS-09-60.3 (ver

anexos) muestra una mineralogía con diópsido (67%), granate (30%) y trazas de clorita y calcita (Foto 16).

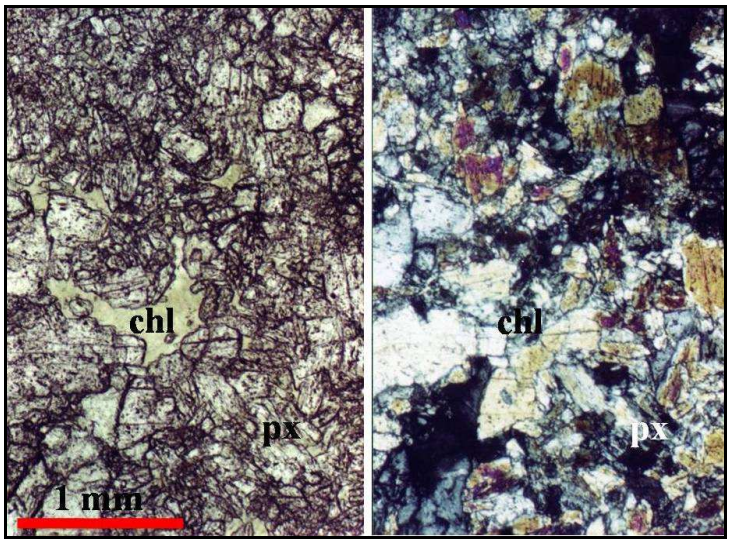


Foto 16. Microfotografía de un skarn de piroxeno masivo (px=diópsido), cavidades rellenas de clorita (chl). N y NX. SS09-60.3 m.

3.3.1.3 Subunidad Bruce Superior

Aloja al cuerpo de skarn mineralizado explotado en la Mina Bruce en el denominado “Nivel 0” (Figura 4). Aflora en las partes altas del Sector Bruce donde es interceptado por perforaciones al interior de la mina en el bloque Central. La Subunidad Bruce Superior sobreyace discordantemente a la Subunidad Bruce Medio y subyace discordantemente a la Subunidad Maurice. Se enmarca dentro de un ambiente volcánico con flujos piroclásticos de composición riolítica y andesítica hacia la base pasando transicionalmente a un ambiente sedimentario tranquilo con depositación continua de sedimentos finos y arenosos de composición andesítica rica en calcio.

Consiste de dos secuencias estratigráficas; la primera consiste de un flujo volcánico con bloques de brechas piroclásticas de color gris a verde de composición riolítica fuertemente silicificadas envuelto en una matriz de tobas arenosas epidotizadas y débilmente skarnificadas, con una potencia aproximada de 12 m. La segunda secuencia presenta una potencia de 15 m consistiendo de

un cuerpo masivo de skarn de granate café claro bandeado con menor piroxeno, pasando transicionalmente a tobas granulares epidotizadas de color verde intenso bandeado con skarns de granate café claro (Foto 17). Otros estratos constituyen tobas laminadas finas epidotizadas y skarnificadas (diópsido). Estas tobas completamente epidotizadas muestran en lámina delgada una textura equigranular subhedral con cristales de epidota apelmazadas (Foto 18). Hacia el techo de este paquete se dan intercalaciones de tobas arenosas y brechas sedimentarias epidotizadas.

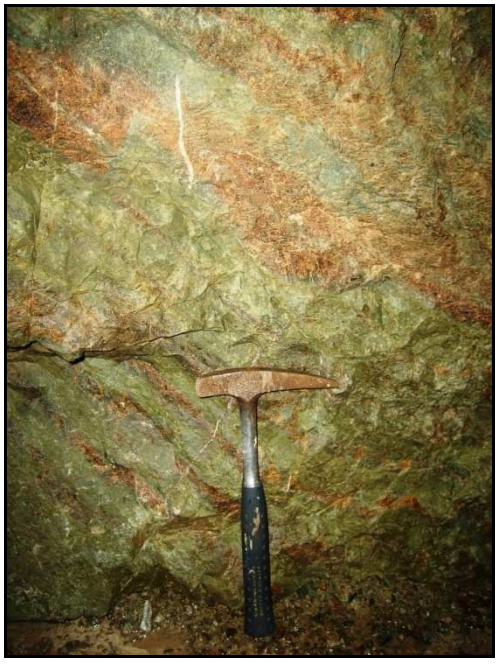


Foto 17. Bandeamiento de skarn de granate café en tobas arenosas epidotizadas. Mina Bruce.

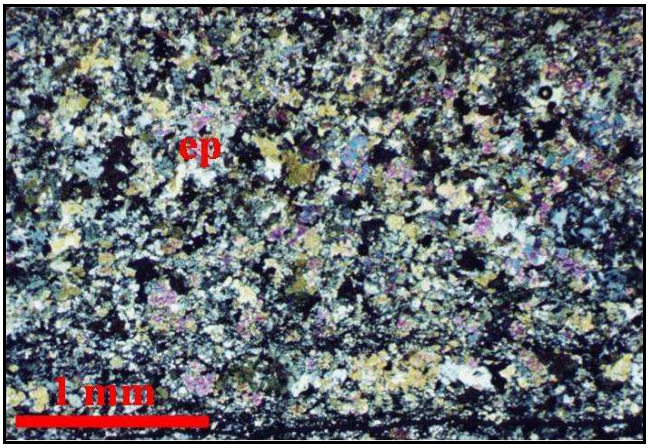


Foto 18. Microfotografía de tobas enteramente epidotizadas (ep). NX. DHB-22-20.2 m.

3.3.2 SUBUNIDAD MAURICE

La Subunidad Maurice representa la parte media de la Unidad Sultana Superior.

En el Sector Norte y Toscón tan solo ha sido intersecada en algunos pozos exploratorios, mientras que en los Sectores Bruce y Central, aparte de ser intersecada en varios pozos exploratorios también aflora en forma de una faja con

dirección Norte - Sur desde la quebrada Bruce hasta la quebrada Maurice (Mapa 6).

La Subunidad Maurice sobreyace en contacto discordante a la Subunidad Bruce, y subyace concordantemente a la Subunidad Toscón. Se ha tomado como referente de esta subunidad al pozo BH03 que ha llegado a intersecar una potencia de 35 m en el Sector Norte. En el resto de sectores esta subunidad tiene una potencia promedio de 20 m.

La depositación se da en ambiente catastrófico de flujo piroclástico con brechas volcanoclásticas de composición andesítica y riolítica que incorporan cuerpos métricos intraformacionales de tobas de lapilli, tobas finas silicificadas laminadas y masivas, además de tobas epidotizadas y localmente skarnificadas (Figura 5). Esta subunidad es atravesada por diques porfiríticos con hornblenda de espesores métricos.

Figura 5. Columna estratigráfica de la Subunidad Maurice

Litológicamente consiste de brechas gruesas de origen piroclástico de color gris claro verdoso con fragmentos líticos de andesitas, microdioritas, tobas de lapilli, tobas, andesitas subvolcánicas, cristales rotos de plagioclasa cementada en una matriz de ceniza fina y vidrio volcánico (Foto 19).

Foto 19. Varios tipos de brechas conglomeráticas típicas de la Subunidad Maurice con líticos de tobas de lapilli, andesitas, microdioritas, tobas silicificadas, chert negro.

Particularmente estas rocas se presentan intensamente silicificadas con una local alteración de adularia que afecta a la matriz y reemplazando ciertos clastos selectivos; de igual manera se presentan brechas de color verde oscuro donde predomina la alteración propilítica (clorita - epidota) (Foto 20). La brecha es clastosoportada, algunos clastos son skarnificados, con un tamaño de clasto de hasta 30 mm. Estas brechas presentan intercalaciones locales de tobas de lapilli.

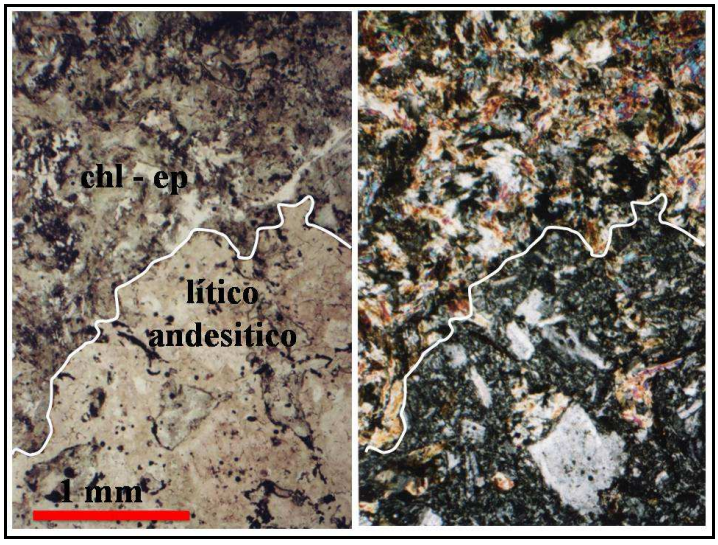


Foto 20. Microfotografía de una brecha piroclástica mostrando un lítico andesítico en una matriz fina intensamente propilitizada con clorita (chl) y epidota (ep). N y NX. G733-bx

3.3.3 SUBUNIDAD TOSCÓN

La Subunidad Toscón representa la parte superior de la Unidad Sultana Superior.

En el Sector Norte tan solo has sido intersecada por el pozo BH3, mientras que en el resto de sectores ha sido intersecada por ciertos pozos exploratorios que evidencian una potencia aproximada de 25 m. Desde el Sector Bruce, en la parte alta de la quebrada Bruce, hacia el Sector Toscón aflora a manera de fajas en dirección Norte-Sur y como techos colgantes a favor de la topografía (Mapa 6).

La Subunidad Toscón sobreyace concordantemente a la Subunidad Maurice y subyace discordantemente a la Unidad Fortuna. Se ha tomado como referente de esta subunidad al pozo BH17 que ha llegado a intersecar una potencia de 40 m en el Sector Toscón.

Esta subunidad, en base a la litología dominante ha sido subdividida en:

1.- Subunidad Toscón Inferior.- Se presenta con un espesor promedio de 12 m siendo la más común en todos los sectores. Consiste principalmente de tobas arenosas epidotizadas y débilmente skarnificadas con cuerpos intraformacionales de tobas finas silicificadas laminadas y masivas y una brecha volcanoclástica (Figura 6).

2.- Subunidad Toscón Medio.- Con un espesor promedio de 8 m, aflora principalmente desde el Sector Central hasta el Sector Toscón mayormente con un buzamiento paralelo a la topografía. Litológicamente consiste de una brecha volcanoclástica masiva (Figura 6).

3.- Subunidad Toscón Superior.- La sección más completa ha sido intersecada por el pozo BH17 en el Sector Toscón reportando un espesor promedio de 15 m. Desde el Sector Central hasta el Sector Toscón aflora a manera de techos colgantes paralelos a la topografía. Consiste de tobas finas masivas a débilmente laminadas intensamente epidotizadas de color gris claro a crema blanquecino y verde azulado que albergan lentes decimétricos de brechas volcanoclásticas y tobas finas silicificadas laminadas (Figura 6).

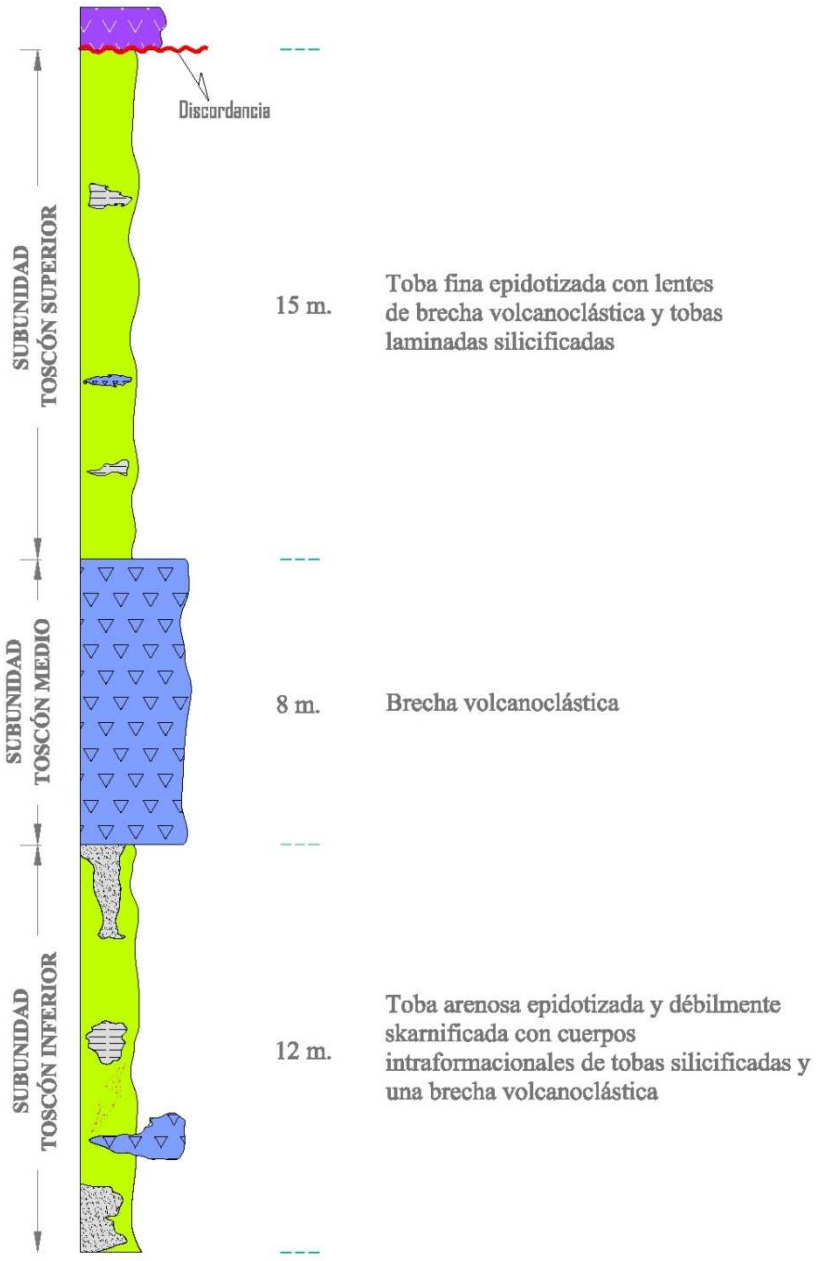


Figura 6. Columna estratigráfica de la Subunidad Toscón

La depositación de esta subunidad se da en ambiente volcano-sedimentario con mayores aportes detríticos finos y arenosos de composición andesítica intercalado con flujos piroclásticos de composición más riolítica.

Una débil skarnificación se evidencia tan solo por la presencia de diópsido conjuntamente con lentes asociados de cuarzo y pirita (Foto 21). La principal alteración de está subunidad se expresa por una intensa alteración propilítica

(epidota - tremolita -clinozoicita - clorita - pirita) (Foto 22). En la muestra G733-Tbpy (ver anexos) la mineralogía comprende: (43%) de diópsido, (30%) de epidota, (10%) de clinozoicita, (10%) de plagioclasa, (5%) de tremolita y trazas de pirita, está mineralogía indica que la roca ha pasado por una skarnificación y una alteración propilítica. La silicificación es común principalmente en tobas finas blancas y brechas.

Foto 21. Tobas skarnificadas de piroxeno intensamente propilitizadas y silicificadas con parches de cuarzo - pirita. Sector Toscón.

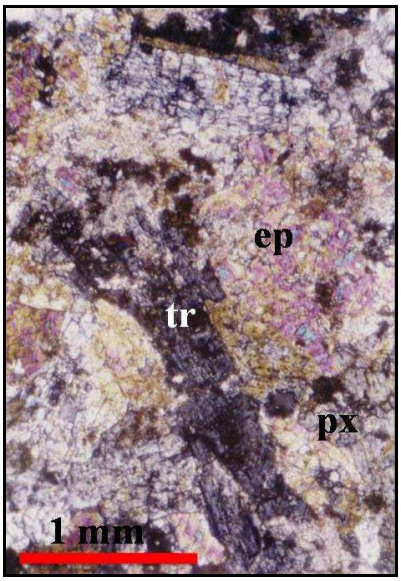


Foto 22. Toba skarnificada con diópsido (px) alterada a tremolita (tr) y epidota (ep). NX. G689-Tb.

Esta subunidad presenta una mineralización ligada a un enriquecimiento supergénico en estructuras y zonas de cizalla epidotizadas y piritizadas, donde se ha liberado el oro por la lixiviación de la pirita junto con óxidos de hierro (hematita) y manganeso (Foto 23). Las partes superficiales son intensamente meteorizadas dando un aspecto de "toscón", muy deleznable e incompetente de color café amarillento que no sobrepasan los 10 m de espesor (Foto 24). En este tipo de rocas la explotación se la ha realizado manualmente dada la facilidad del terreno por lo que se han abierto galerías subterráneas siguiendo la estructura mineralizada de la falla Toscón (Mapa 6).

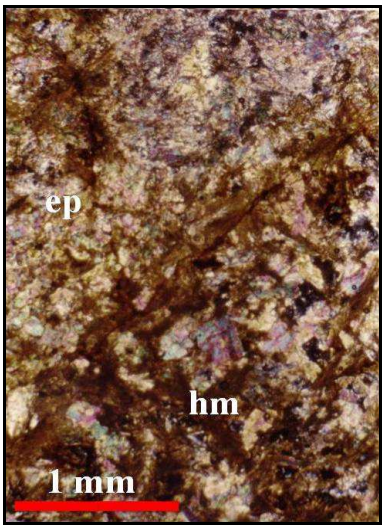


Foto 23. Toba epidotizada (ep) con venillas rellenas de hematita (hm) producto de la meteorización. NX. G689-Tb.

Foto 24. Tobas arenosas epidotizadas e intensamente argilitizadas atravesado con vetillas de óxido de hierro - manganeso. Sector Toscón.

3.4 UNIDAD FORTUNA

Esta unidad cubre las secuencias litoestratigraficas anteriores, aflorando entre las cotas 2500 a 2700 msnm situándose discordantemente sobre la Subunidad Toscón constituyendo principalmente la cumbre del Cerro Sultana formando una capa sub - horizontal que cubre gran parte de la zona (Hartmann y otros, 1995).

En términos generales la Unidad Fortuna comprende un complejo volcánico de flujos de lava con intercalaciones menores de tobas finas y tobas de lapilli de composición andesítica de color crema, blanco amarillento y tonos grises, coherencia media y alta, holocristalina, de grano fino a medio, compuesta principalmente de plagioclasa - andesina, sin cuarzo y parcialmente con sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita, arsenopirita) (Hartmann y otros, 1995). De todos los sectores, se ha intersecado un espesor máximo de 50 m reportados de los pozos exploratorios.

En la parte alta del Cerro Sultana, este complejo volcánico está relacionado con diques y cuerpos intrusivos de andesita subvolcánica tan solo cortados por pórfidos de hornblenda específicamente en la parte alta del Sector Norte (Mapa 5).

Hartmann y otros (1995) identifican a la base de la Unidad Fortuna una brecha gruesa de dos metros de espesor con fragmentos gruesos de andesitas debido al contacto abrasivo con la capa subyaciente ya erosionada, también reportan en la cumbre del Cerro Sultana un fuerte fracturamiento que ha permitido el desarrollo de un enrejado de vetillas y vetas de cuarzo - pirita y óxidos de hierro ("stockwork") así como una restringida alteración argilítica con el desarrollo de caolinita. En el Sector Norte a la altura de la plataforma del pozo BH3 al contacto de la Subunidad Toscón con la Unidad Fortuna se evidencia un pequeño afloramiento de barita con pirita diseminada.

La alteración preponderante es propilítica donde la epidota reemplaza a cristales de plagioclasa conjuntamente con pirita, calcita y clorita. En la muestra DY-R1 (ver anexos) de una andesita afanítica de color gris oscuro (Foto 25) se evidencia una textura finogranular fluidal compuesta principalmente por plagioclasa y feldespato afectado por una alteración propilítica tan solo como vetillas con epidota, clorita, plagioclasa y pirita (Foto 26). Según análisis químicos de muestras tomadas en rocas andesíticas, se ha señalado concentraciones auríferas deficientes que no representan un interés económico a diferencia del contenido de cobre que en ciertas muestras han reportado valores importantes, quizás relacionado con el pórfido de Cu-Au de Tumi al Este de la concesión (Hartmann y otros, 1995).

Foto 25. Andesita afanítica de color gris oscuro atravezada por vetillas rellenas de de epidota, clorita y pirita. Quebrada Robín, DY-R1

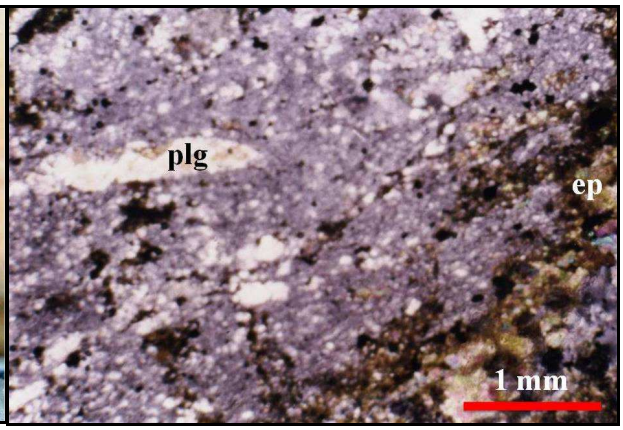


Foto 26. Microfotografía de una andesita finogranular que muestra cierta textura fluidal en cristales finos de plagioclasa (plg), la epidota (ep) forma aureolas alrededor de vetillas. NX. DY-R1.

3.5 DEPÓSITOS RECIENTES

Los depósitos aluviales forman pequeñas terrazas muy localmente debido a la falta de terrenos planos ya que el relieve es mayormente abrupto y conlleva valles estrechos con múltiples cascadas. Los depósitos coluviales pequeños son originados principalmente por obras de infraestructura como la construcción de caminos y zonas de escombreras. En el Sector Toscón se evidencia un coluvial viejo de mediana magnitud entre las quebradas Nola y El Cisne (Poma, 2007) (Mapa 6), este coluvial involucra bloques de brechas volcanoclásticas, tobas arenosas y andesitas porfiríticas. Otro coluvial joven de gran magnitud se presenta en el Sector Norte entre las Quebradas Manuel y Roberto (Mapa 6).

Debido a la fuerte pendiente del terreno conjuntamente con un buzamiento y fallamiento a favor de la topografía, se han generado zonas inestables propensas a deslizamientos principalmente en épocas invernales. El Sector Toscón es el más propenso a los deslizamientos.

3.6 INTRUSIVOS

Los principales cuerpos intrusivos reportados en el área son:

3.6.1 DACITA

Hartmann y otros (1995) identifican un cuerpo dacítico alargado de orientación Norte - Sur que se extiende desde la parte baja de la quebrada Manuel hasta la quebrada Derrumbe al igual que otro dique estructuralmente controlado en la parte baja de la quebrada Maurice (Mapa 5). En el pozo BH5 al Noreste de la concesión se ha reportado a profundidad una dacita subvolcánica.

En el camino de acceso al denominado "Nivel -1" de la Mina 28 antes de la

quebrada Robín, aflora un pórfido cuarzodiorítico de color claro rosáceo con minerales oscuros (Foto 27), fuertemente coherente. Visto en lámina delgada (muestra DY-R2, ver anexos) se aprecia una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato y biotita en una matriz fina de plagioclasa (Foto 28). Este tipo de roca no necesariamente corresponde a la descripción del cuerpo dacítico reportado por Hartmann (1995) sino que podría estar inmersa dentro de tal cuerpo intrusivo como bloques debido a su extensión limitada.

La relación de corte muestra que el pórfido dacítico es el más antiguo del resto de cuerpos intrusivos. De igual manera está afectado por fallas que no cortan a las andesitas Fortuna por ende se lo ha propuesto como el evento causante de la skarnificación y de alguna manera relacionado con la mineralización ya que se han encontrado también anomalías auríferas en la quebrada Derrumbe (Hartmann y otros, 1995). La alteración es mayormente expresada por una carbonatización, sericitización y kaolinitización de los cristales de plagioclasa y feldespato de K. Los minerales máficos primarios (posiblemente augita) fueron altamente biotizados y estos cloritizados (Hartmann y otros, 1995).

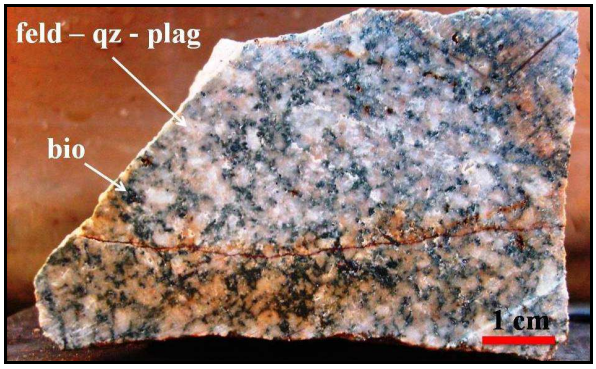


Foto 27. Pórfido cuarzodiorítico con cristales de feldespato (feld), cuarzo (qz), plagioclasa (plg) y biotita (bio). Quebrada Derrumbe. DY-R2.

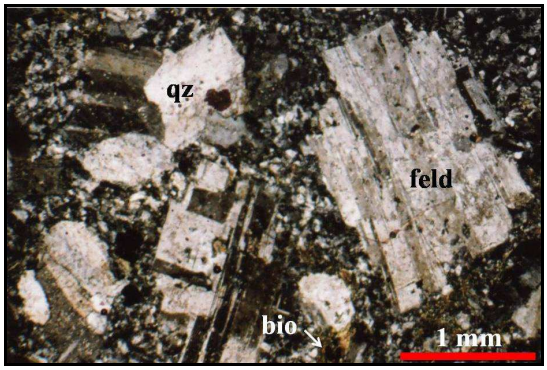


Foto 28. Microfotografía de un pórfido cuarzodiorítico con fenocristales de feldespato (feld), cuarzo (qz), plagioclasa y biotita (bio) en una matriz fina de feldespato, plagioclasa y cuarzo, la biotita se altera a clorita. NX. DY-R2.

3.6.2 ANDESITA SUBVOLCÁNICA

De acuerdo a Hartmann y otros (1995) un cuerpo intrusivo circular de varias decenas de metros de una andesita porfirítica subvolcánica aflora en la esquina NE de la concesión (Mapa 5). De igual manera se reportan diques de composición similar en varias perforaciones a lo largo de toda la concesión. La diferenciación entre las andesitas Fortuna con las subyacientes andesitas subvolcánicas es dificultoso por la similitud textural y mineralógica (Hartmann y otros, 1995). Mayormente la textura es porfirítica hasta fanerítica holocristalina; mineralógicamente se compone de fenocristales de plagioclasa y hornblenda en una matriz de grano fino compuesta por plagioclasa y cuarzo. La alteración preponderante es potásica (biotita - sericita) conjuntamente con una alteración propilítica expresada por vetillas en stockwork rellenas de cuarzo – pirita - clorita - calcita - barita (Hartmann y otros, 1995).

Otros cuerpos intrusivos más profundos han sido intersecados en pozos exploratorios al Este de la quebrada Derrumbe y al Sur del minigraben Bruce, cortando en ambos casos parcialmente a la Subnidad 28. Estos cuerpos subvolcánicos presentan una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, hornblenda en una matriz afanítica de color rosado compuesta principalmente por plagioclasa; los minerales máficos han sido biotizados y cloritizados, ya que se conservan como relictos (Foto 29). En una perforación (SS07) al Oeste de la quebrada Derrumbe se ha intersecado una variedad de rocas volcánicas andesíticas con menores intercalaciones de tobas finas y de cristales, que presentan texturas que van desde afaníticas hasta faneríticas finogranulares (Foto 30).

Al lado Este de la concesión, por debajo de la cumbre del cerro Sultana se extiende un cuerpo intrusivo subvolcánico de composición andesítica de tamaño decamétrico en dirección Norte - Sur que hacia el Sector Norte se abre en dos (Hartmann y otros, 1995).

Foto 29. Pórfido andesítico con fenocristales de plagioclasa (plg), hornblenda (hrbl) y cuarzo (qz) en una matriz afanítica, atravesado por vetillas de cuarzo - calcita (cc). SS06-50 m.

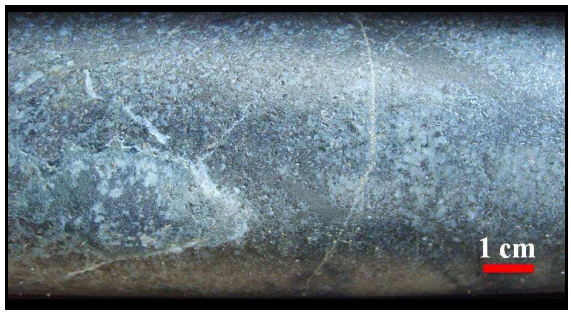


Foto 30. Andesita subporfídica gris con cristales de plagioclasa y augita en una matriz fina hialocristalina. SS07- 95 m.

Otro tipo de rocas intrusivas se definen como diques paralelos desde 20 a 40 cm hasta un cuerpo de 10 m de ancho con dirección NW-SE concordantes a un sistema de fallas, estas rocas afloran al Suroeste de la Mina 28 y han sido intersecadas por pozos exploratorios. Se describe como una andesita basáltica afanítica que localmente lleva magnetita, de color negro - gris oscuro - gris verdoso (Foto 31). Visto en lámina delgada (muestra SS-04-43.8, ver anexos) se observa una textura afanítica a microporfídica, hialocristalina con cristales de plagioclasa y augita (Foto 32). La alteración propilítica se expresa en vetillas rellenas de clorita – epidota – calcita - pirita, algunos fenocristales de plagioclasa son epidotizadas y cloritizadas.

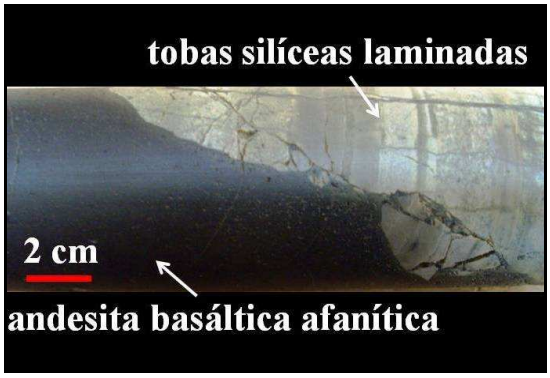


Foto 31. Andesita subvolcánica que lleva magnetita, atraviesa a tobas laminadas silicificadas. SS04-44.8 m.

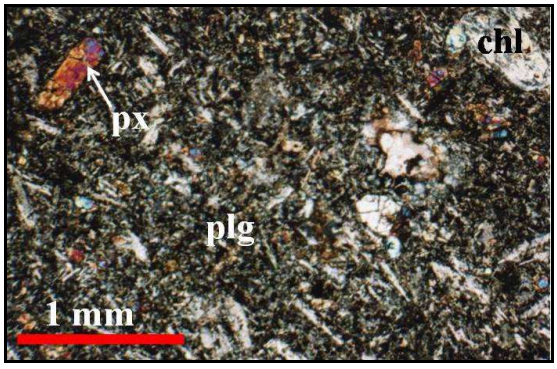


Foto 32. Microfotografía de una andesita subvolcánica negra de textura microporfídica con cristales de augita (px) y plagioclasa (plg) que se altera a clorita (chl), en una matriz fina de plagioclasa. NX. SS04-43.8 m.

3.6.3 PÓRFIDO DE HORNBLENDA

Según Hartmann y otros (1995) en la confluencia de las quebradas Robín 2 y 3 en el Sector Norte aflora un dique hornbléndico con un ancho de 35 m y otro paralelo más al Este con un ancho de 10 m. El principal cuerpo intrusivo de este tipo se extiende de Norte a Sur a lo largo de toda la concesión (Mapa 5). Estas rocas son de color gris claro a gris verdoso cuando está fresca hasta amarillo rojizo cuando está meteorizada. La textura es porfirítica con abundantes fenocristales milimétricos tabulares de hornblenda negra, localmente con fenocristales de feldespato y con una matriz afanítica compuesta por plagioclasa y vidrio volcánico (Foto 33). Estos diques son al parecer las rocas más jóvenes y no tendrían ninguna relación con la mineralización (Hartmann y otros, 1995).

Estos pórfidos hornbléndicos han sido intersecados en varios pozos exploratorios como pequeños sills especialmente en el Sector Bruce. A nivel general estos diques han sido controlados estructuralmente ya que afloran como rellenos en ciertas fallas. Poma (2007) identifica un pequeño sill de pórfido de hornblenda relacionado a la falla Pindo (Mapa 6) en el Sector Toscón. En la Mina Bruce aflora cortando las litologías y se extiende de manera concordante a la estratificación como venas de tamaños centimétricos o incluso rellena fracturas siguiendo varias direcciones (Foto 34).

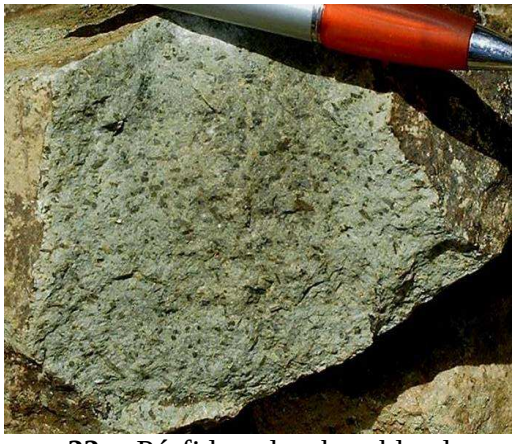


Foto 33. Pórfido de hornblenda con fenocristales de hornblenda y augita en una matriz afanítica. Vía al Toscón en la quebrada Maurice.

Foto 34. Dique hornbléndico que rellena fracturas cortando a tobas skarnificadas y epidotizadas. Mina Bruce.

3.7 CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

En base a perfiles geológicos y columnas tipo generadas para cada sector se puede correlacionar la geología general de toda la concesión (Figura 7). El cinturón Sultana está limitado al Este por el cuerpo subvolcánico relacionado con la andesita Fortuna que se extiende de Norte a Sur. El lado Oeste de la concesión, al otro lado del pórfido de hornblenda y la falla Sultana, involucra un grupo de rocas indiferenciadas pertenecientes a la Unidad Sultana Inferior (Hartmann y otros, 1995) que no se las ha podido subdividir debido a la falta de información geológica detallada. Las Subunidades Brecha Basal y 28 son representativas del Sector Norte, con pocas evidencias correlacionables en el Sector Central. La Subunidad Robín ha sido la que ha presentado una mayor continuidad a lo largo de toda la concesión. El minigraben Bruce está limitado al Este por una falla N-S generando un rechazo de 15 m, mientras que al Oeste está limitado por una falla NE-SW. Este minigraben conserva la máxima expresión litológica relacionada a la Subunidad Bruce ya que hacia el techo se da una discordancia erosiva que es sobreyacida por la Subunidad Maurice en toda la concesión. La Subunidad Bruce en el resto de sectores está parcialmente erosionada. Las Subunidades Maurice y Toscón tienen mayor representatividad tanto en el Sector Central como en el Sector Toscón respectivamente.

Las relaciones de corte en los cuerpos intrusivos aflorantes definen el siguiente orden cronológico:

1.- Un cuerpo dacítico que parece tener inmersos bloques de rocas más profundas como granodioritas y cuarzodioritas.

2.- Una variedad de andesitas subvolcánicas que muchas veces es indiferente de flujos de lava andesítica debido a su transición textural. De tal modo que se reconocen las siguientes variedades: i) Pórfido andesítico con fenocristales de plagioclasa y biotita en una matriz fina de color rosado; ii) Andesita subporfídica gris; iii) Andesita afanítica verde oscura; y iv) Andesita basáltica afanítica negra con o sin magnetita.

3.- El último pulso magmático se evidencia por el emplazamiento del pórfido de hornblenda, datado en 116 Ma por Prodeminca (2000).

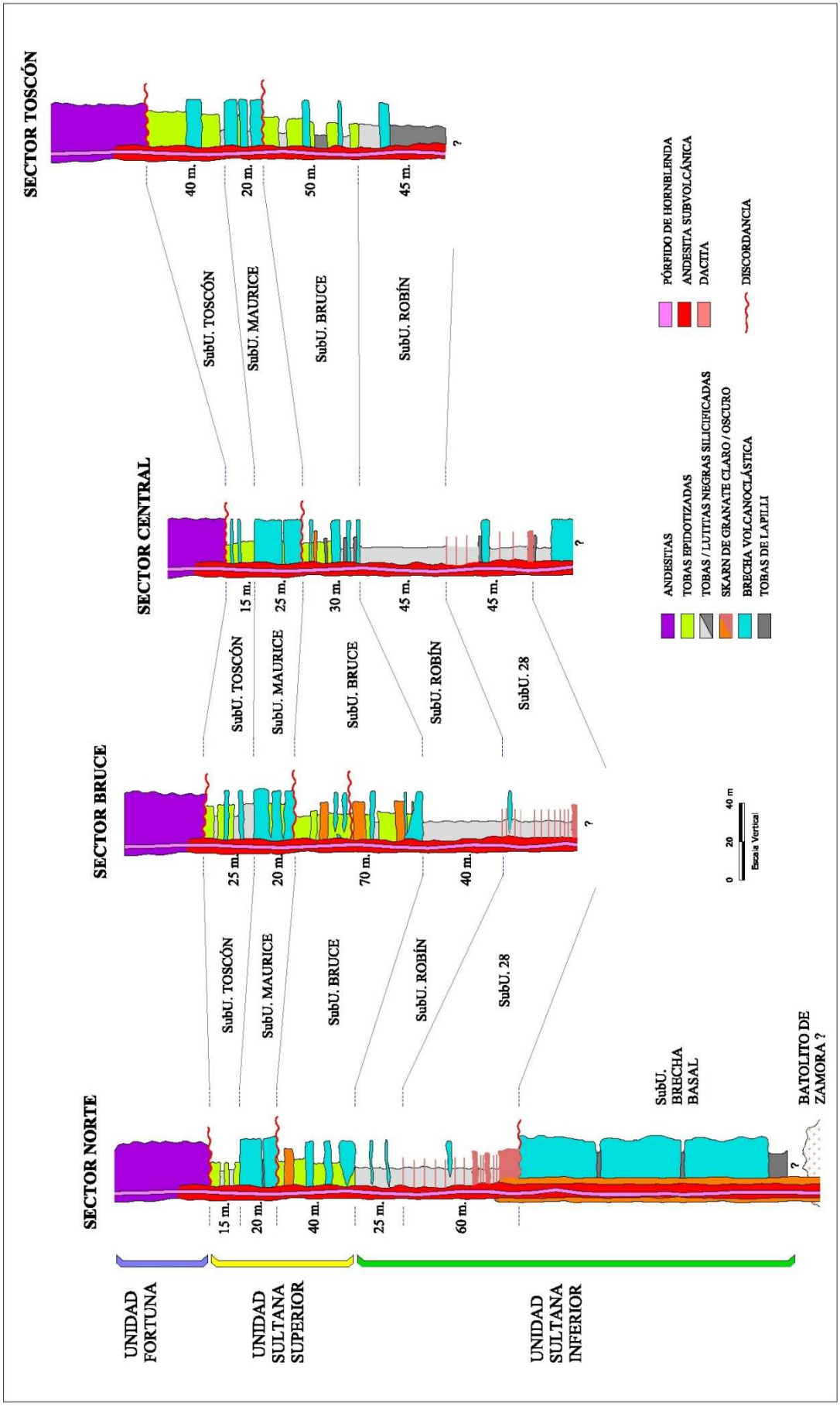


Figura 7. Correlación estratigráfica entre los Sectores Norte, Bruce, Central y Toscón.

3.8 ESTRUCTURAS

El sistema estructural ha sido ampliamente evaluado por Hartmann y otros (1995) (Mapa 5). Para este estudio se ha compilado la cartografía estructural realizada por SULCOMIN y Poma (2007) (Mapa 6) con el propósito de detallar y correlacionar los rasgos estructurales tanto de superficie como al interior de la mina.

En el Sector Norte las unidades litológicas en superficie muestran una disposición NW-SE a NE-SW con buzamientos moderados al SW y al SE respectivamente. Las capas en la Mina 28 tienen un rumbo preferente NNW-SSE con buzamientos moderados al SW. En el Sector Bruce las unidades litológicas que afloran en superficie y en el interior de la mina muestran una disposición NW-SE con buzamientos moderados al SW. Las unidades que afloran en el Sector Central muestran una disposición ENE-WSW y NW-SE con buzamientos moderados al SE y SW, mientras que en las galerías subterráneas presentan una disposición NW-SE con buzamientos moderados al SW. Finalmente en el Sector Toscón las unidades litológicas que afloran en superficie y en galerías subterráneas muestran una disposición NNW-SSE con buzamientos fuertes al SW.

3.8.1 FRACTURACIÓN

3.8.1.1 Fallas Mayores

Sultana refleja un control estructural principal de dirección N-S, que es representado por el pórfido de hornblenda al lado Oeste y el cuello subvolcánico bajo la andesita Fortuna al lado Este, formando el denominado cinturón de Sultana en el que se han generado un conjunto de fallas asociadas.

El sistema NNE-SSW y NE-SW está representado por las fallas Bruce Norte y Central (Mapa 6) respectivamente. Según Hartmann y otros (1995) la Falla Bruce

Norte de movimiento inversa - dextral no afecta a la andesita Fortuna a diferencia de la Falla Central.

El sistema estructural N-S se caracteriza por la Falla subvertical Bruce (Mapa 6) que ha generado un conjunto de fallas paralelas tanto al Oeste como al Este a lo largo del cual se han emplazado localizados sills.

El sistema NNW-SSE está representado por la Falla Toscón y Sultana (Mapa 6), siendo esta última la que provoca el contacto litológico fallado entre las rocas pertenecientes a la Subunidad Toscón y rocas indiferenciadas al Oeste. Similar situación ocurre con la Falla inversa Chancho (Mapa 6) que pasa a través del campamento principal generando un contacto tectónico entre las Subunidades Robín y Bruce con las rocas indiferenciadas al lado Oeste. Según Hartmann y otros (1995) la Falla Chancho genera un desplazamiento de 25 m afectando a la estratificación y a la Falla Central. La extensión Norte de la Falla Sultana a la altura de la quebrada Henry forma la denominada Falla Henry (Mapa 6) que pasa a través de las lutitas negras.

El sistema estructural NW-SE está representado por la Falla Manuel (Mapa 6) en el Sector Norte.

3.8.1.2 Estructuras de los diferentes Sectores

En la Mina 28, el sistema estructural se conforma por cinco sistemas de fallas, estas son: fallas N6° y N26° buzando 75° al NW de t ipo dextral con componente normal, fallas N44° buzando 75° al NW, fallas N138° buzando 65° al SW, ambas de tipo sinestral con componente normal y fallas N35° subverticales. Las fallas NNE-SSW de la Mina 28 presentan desplazamientos mayores con zonas de milonita y brecha de falla rellenos con calcita ± pirita (Foto 35). Las fallas NE-SW se presentan como fracturas mayormente rellenas de cuarzo ± adularia ± oro. Las fallas NW-SE cortan al resto de estructuras, tiene un relleno de calcita ± pirita. Otros sistema estructurales lo conforman fallas subhorizontales conformes a la

estratificación formando planos sinusoidales rellenos de calcita + pirita ± cuarzo ± esfalerita.

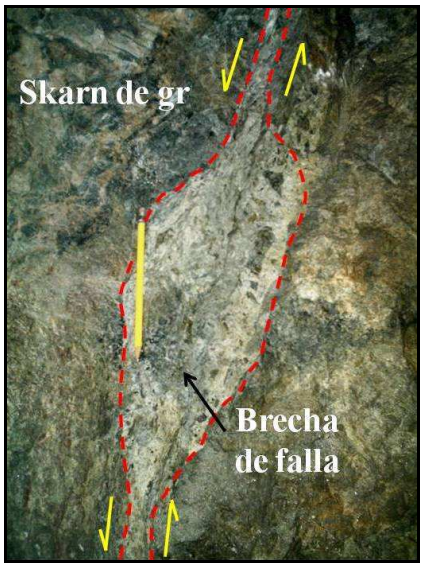


Foto 35. Estructura compresional que genera una brecha de falla. Mina 28

En la Mina Bruce, el sistema estructural comprende: fallas N0° a N10° con buzamientos de alto ángulo al W y E de tipo dextral, fallas N45° y buzamientos fuertes al SE de tipo sinestral, fallas NW-SE y E-W buzantes al SW y al S son de tipo dextral y sinestral respectivamente, un sistema menor de fallas subhorizontales medianamente buzantes al S son las más tardías ya que cortan y desplazan a los diques andesíticos considerados como la última fase intrusiva (Foto 36).

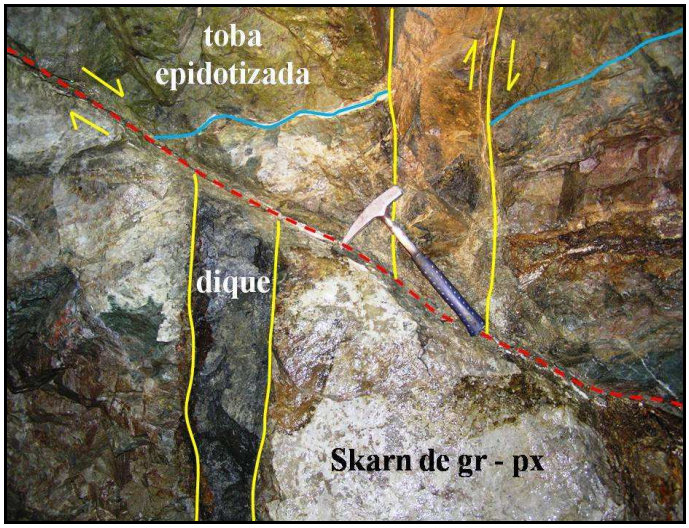


Foto 36. Falla subhorizontal que desplaza a un dique andesítico. Mina Bruce.

En las galerías subterráneas del Sector Central se destacan fallas con dirección N160° con buzamientos altos al SW, y las fallas N45° con buzamientos medios de 60° al SE. Se reportan importantes fracturas de dirección N0° a N10° por lo general con buzamientos fuertes. Todos estos sistemas de fracturas presentan afinidad para la mineralización aurífera en conjunción con los controles estratigráficos (Hartmann y otros, 1995). En las galerías subterráneas del Sector Toscón se destacan dos sistemas estructurales de fallas: i) fallas de dirección N120° buzando 65° al W; y ii) fallas de dirección N25° buzando 70° al NW.

3.8.2 PLEGAMIENTO

El principal eje sinclinal es de tendencia NNE-SSW y pasa a través del Sector Central cerca del campamento y se hunde hacia el norte (Hartmann y otros, 1995). De la cartografía geológica realizada por SULCOMIN (Mapa 6), se reporta del Sector Norte, entre las quebradas Robín y Roberto, un anticlinal de eje NNW-SSE que afecta a las rocas de la Subunidad Robín; además de un sinclinal de eje NE-SW que afecta a las rocas de la Subunidad Bruce al Sur de la parte alte de la quebrada Robín.

De la parte media de la quebrada Bill 1 se reporta un sinclinal de eje N-S que afecta a rocas de la Subunidad Toscón. Entre la quebrada Huertas y Pindo se puede apreciar el plegamiento de las lutitas negras silicificadas (Foto 37), conjuntamente con estructuras extensionales tipo "boundinage" (Foto 38). Las lutitas negras silicificadas presentan un carácter más dúctil ya que forman la matriz del "boundinage" a diferencia de las rocas piroclásticas que se han conservado como budines.

A nivel de galerías subterráneas se ha evidenciado en el acceso principal de la Mina 28, un sinclinal local con eje ENE que afecta a tobas finas silicificadas con menores intercalaciones de skarn de granate café.

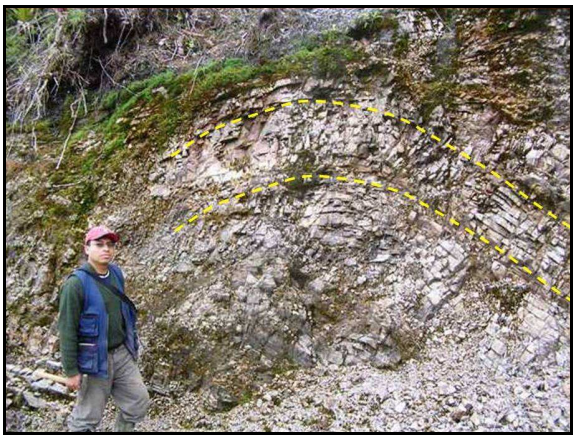


Foto 37. Plegamiento en lutitas negras silicificadas. Sector Toscón.

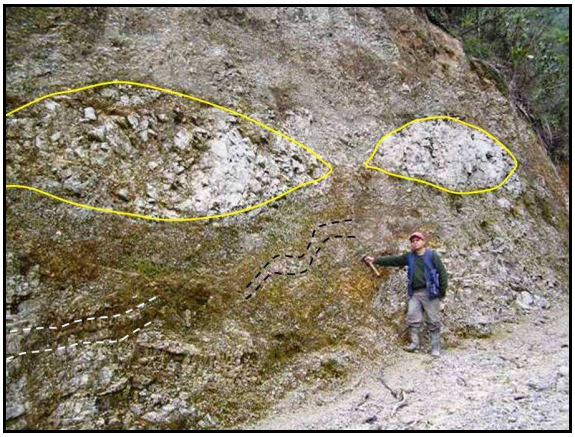


Foto 38. Estructuras boundinage en lutitas negras silicificadas. Sector Toscón.

3.8.3 DEFORMACIÓN SINSEDIMENTARIA

Al Este de la Mina 28 se puede evidenciar un **depósito sinsedimentario controlado estructuralmente** (Figura 8). El proceso evolutivo puede considerarse por un fallamiento en extensión que genera progresivamente una cuenca que se va rellenando con sedimentos tobáceoas y fluviolacustres (Figura 8-1). Posteriormente cesa la actividad tectónica y continua la depositación principalmente tobácea (Figura 8-2). Al final se produce una reactivación de la falla en un ambiente compresional que provoca un ligero plegamiento y el desplazamiento litológico (Figura 8-3). Este corte geológico representa la variación de litofacies reportada en el Nivel 1 de la Subunidad 28 inferior tratada con anterioridad.

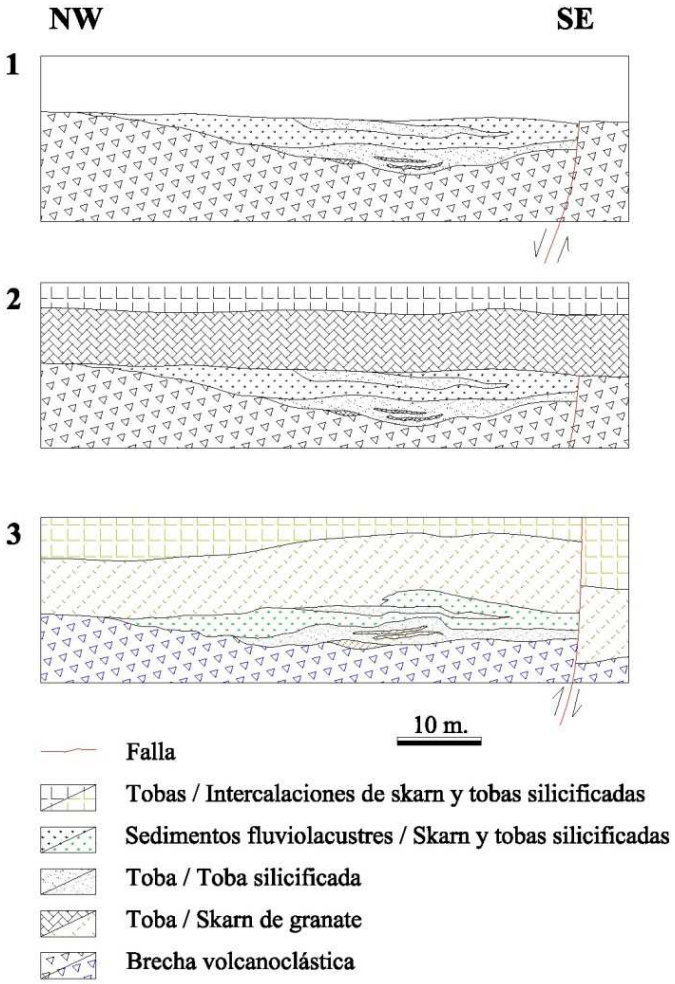


Figura 8. Esquema de evolución sinsedimentaria por una falla en extensión y posterior reactivación por comprensión. Mina 28.

En la Mina Bruce, tanto en los denominados "Niveles -1 y 0", se han identificado algunos afloramientos de **"slumps"**. Estos niveles de "slumps" presentan un espesor que copan todo el alto de las galerías subterráneas, pudiendo incluso llegar al orden de los 30 m ya que estos contactos han sido correlacionables entre los 2 niveles de explotación. Los contactos de "slumps" se exhiben subperpendiculares a la estratificación, con formas ondulatorias irregulares ponen en contacto a rocas de distinta litología principalmente entre skarns de granate café claro masivo y tobas arenosas epidotizadas (Foto 39). Estos contactos de "slumps" se ubican hacia el lado Oeste de la Mina Bruce, infiriéndose por lo menos 2 eventos. El origen de estos contactos de "slumps" ha sido atribuido a la tectónica sinsedimentaria donde las paleopendientes han excedido el límite de estabilidad de los sedimentos tobáceos que respondería con deslizamientos

sinsedimentarios provenientes del Este. Estas estructuras tipo "slump" presentan una estratificación con rumbo y buzamiento medianamente constante al NE-SW buzando entre 10° y 40° al SW, concordante con la e stratificación en superficie. El bloque Bruce Central, alojado dentro del minigraben Bruce, ha sido mejor conservado a diferencia de los bloques Este y Oeste en donde la erosión ha sido determinante.

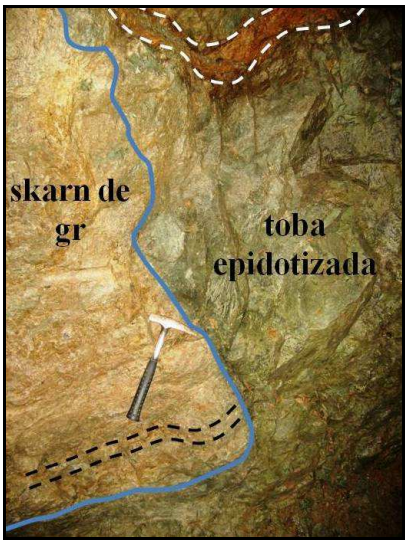


Foto 39. Contacto slump entre un skarn de granate y una toba epidotizada. Mina Bruce.

Otra estructura relacionada con la deformación sinsedimentaria se presenta localmente en tobas finas laminadas silicificadas pertenecientes a la Subunidad Robín. Estas estructuras según Egüez (2008), comunicación personal, representan ha **diques sedimentarios**, los cuales presentan longitudes del orden decimétrico con relleno sinsedimentario. Este proceso involucra un grado de desestabilización en una paleopendiente conformada por sedimentos finos tobáceos laminados, donde se han producido aberturas decimétricas subverticales a la estratificación y que posteriormente han sido rellenadas con sedimentos arenosos de composición más cálcica que en la actualidad se presentan skarnificados (Foto 40).

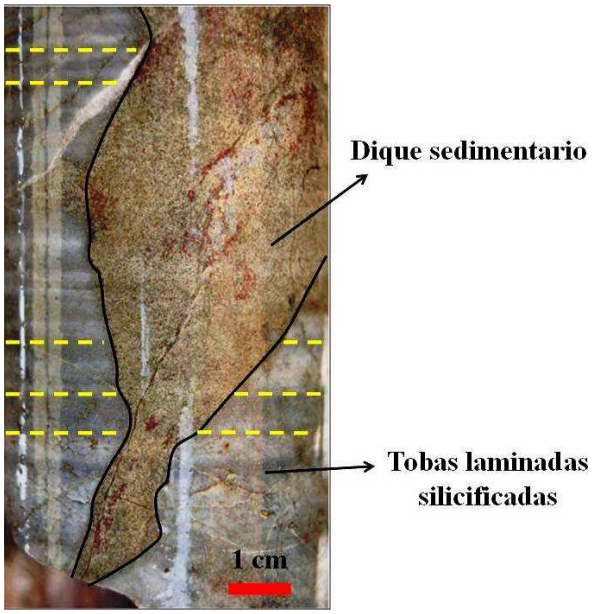


Foto 40. Dique sedimentario skarnificado atravesando a tobas laminadas silicificadas. SS01-20 m. Tomado de Meinert (2006).

CAPÍTULO 4: SÍNTESIS DE LOS MODELOS TEÓRICOS APLICABLES

4.1 INTRODUCCIÓN

Dos modelos genéticos de alteración y mineralización han sido propuestos para el cinturón de Nambija. Un modelo considera a la intrusión del batolito Jurásico de Zamora como el evento responsable del proceso de skarnificación que afecta a las rocas triásicas de la Unidad Piuntza y que posteriormente por eventos de magmatismo y volcanismo del Cretácico se da una mineralización aurífera de tipo epitermal hospedada en skarns (Litherland y otros, 1994; Hartmann y otros, 1995, Prodeminca, 2000; Egüez, 2006). Alternativamente, un modelo hidrotermal magmático de skarn de oro oxidado es también propuesto (Hammarstrom, 1992; Meinert, 2000; Markowski, 2003; Fontboté y otros, 2004; Vallance y otros, 2006; Meinert, 2006). La diferencia de criterios radica en que se evidencian ciertos rasgos relacionados tanto a depósitos de skarn de oro como a depósitos epitermales específicamente por la presencia de adularia dentro del sistema. La asociación paragenética de minerales podría ayudar identificar el posible evento metasomático originado por fluidos de derivación magmática, que han provocado la formación de minerales calco-silicatados y otro evento hidrotermal en el que se incorpora agua en el sistema facilitando el desarrollo de minerales hidratados, retrogradando parcialmente al skarn (Lanfranchini, 2004).

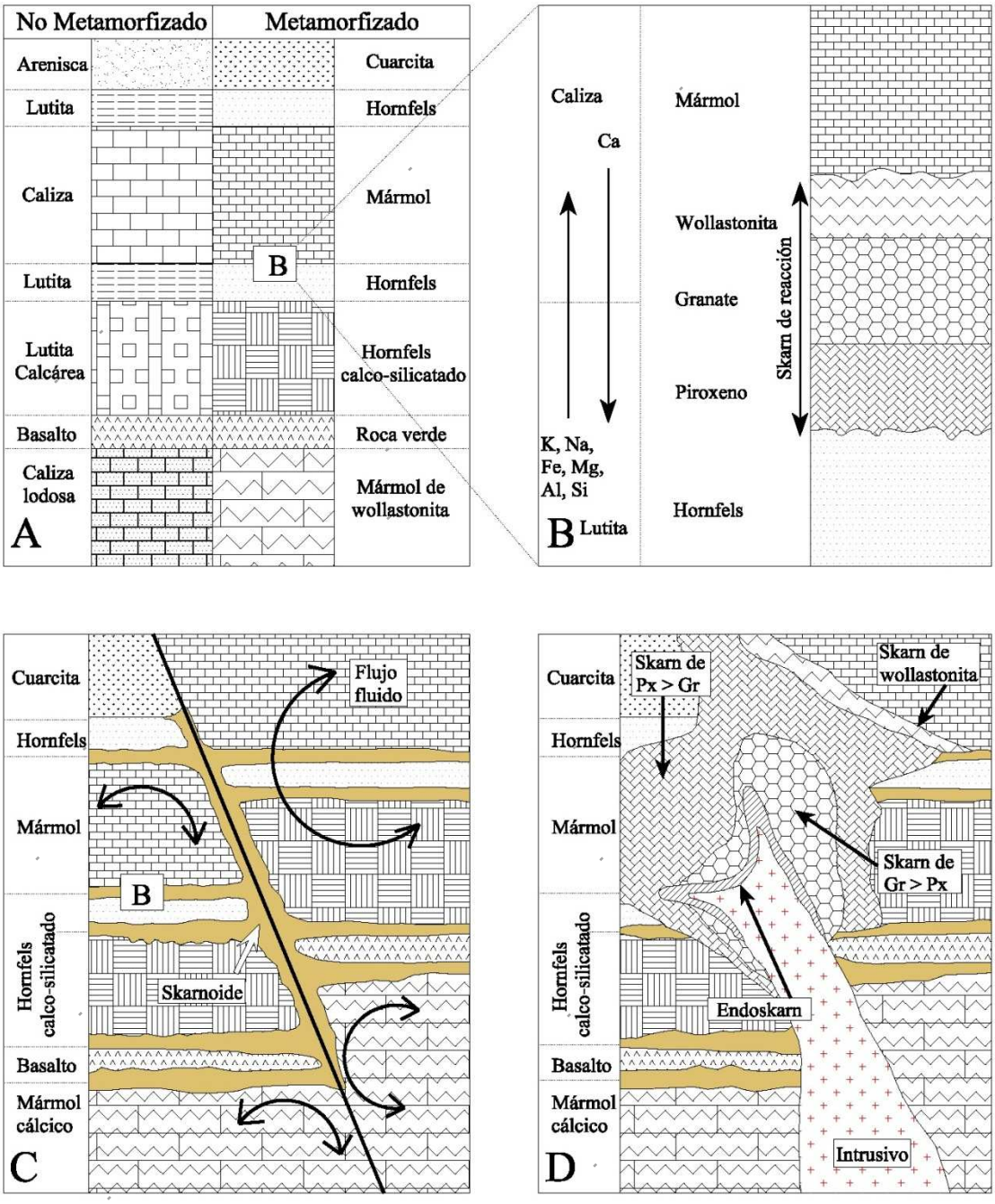
Con el fin de caracterizar los conceptos teóricos de skarnificación versus epitermalismo aplicables a Sultana, este capítulo aborda nociones generales de skarns, depósitos de skarn, así como depósitos epitermales de baja sulfuración. La referencia teórica sobre la caracterización del origen de los fluidos y los mecanismos de precipitación mineral también son incluidos.

4.2 SKARNS Y DEPÓSITOS DE SKARN

4.2.1 GENERALIDADES

El skarn es una roca relativamente simple definida por una mineralogía usualmente dominada por minerales calco-silicatados, tales como granate y piroxeno (Meinert, 1992). Se dan en todos los continentes y en rocas de todas las edades. La vasta mayoría de depósitos de skarn son asociados con arcos magmáticos relacionados a subducción bajo la corteza continental. Los skarns se pueden formar en cualquier tipo de roca, incluyendo lutitas, areniscas, granitos, formaciones de hierro, basalto, komakitas. Se pueden formar por un metamorfismo regional o de contacto y de una variedad de procesos metasomáticos que involucran fluidos magmáticos, metamórficos, meteóricos y/o de origen marino. Los skarns que contienen mineralización típicamente metalífera son llamados depósitos de skarn siendo minados por una variedad de metales que incluyen Fe, W, Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au, U, elementos de tierras raras (REE), F, B y Sn (Meinert y otros, 2005).

Los skarns pueden ser subdivididos acorde a varios criterios como exoskarn y endoskarn; estos términos comunes son usados para indicar un protolito sedimentario o ígneo respectivamente (Meinert y otros, 2005). El término hornfels calco-silicatado describe a una roca calco-silicatada de grano fino que resulta del metamorfismo de unidades carbonatadas impuras como calizas limosas y lutitas calcáreas (Figura 9-A). Los skarns de reacción (Figura 9-B) se pueden formar de un metamorfismo isoquímico de lutitas interestratificadas finamente con litologías carbonatadas donde la transferencia metasomática de componentes entre litologías cercanas puede ocurrir sobre una escala pequeña, quizás centimétrica (Zarayskiy y otros, 1987 en Meinert y otros, 2005). El término skarnoide (Figura 9-C) define a rocas calco-silicatadas relativamente de grano fino, pobre en Fe, y que reflejan al menos en parte, el control composicional del protolito (Zharikov, 1970 en Meinert y otros, 2005). El skarnoide es considerado genéticamente como intermedio entre un hornfels metamórfico puro y uno puramente metasomático.



A. Metamorfismo isoquímico que involucra la recristalización y cambio en la estabilidad mineral dentro de una transferencia significativa de masa. B. Skarn de reacción que resulta del metamorfismo entre litologías, como lutitas y calizas, con una transferencia de masa entre capas a una escala pequeña (bimesatomatismo). C. Skarnoide resulta del metamorfismo de litologías impuras con algo de trasferencia de masa por movimiento de fluidos a escala muy pequeña. D. Skarn metasomático controlado por fluidos, tipicamente de gran grueso y no refleja la composición o textura del protolito.

Figura 9. Tipos de formación de skarn, modificado de Meinert y otros (2005).

La composición y textura del protolito controla la composición y textura del skarn resultante (Meinert, y otros, 2005). Los principales depósitos económicos de skarn

ŕesultan de una trasferencia metasomática a gran escala, donde la composición del fluido y la infiltración controlan el skarn resultante y la mineralogía de mena (Figura 9-D). En los principales depósitos de skarn, la transición de metamorfismo temprano/distal resulta en hornfels, skarns de reacción y skarnoides; del metasomatismo tardío/proximal resulta en un skarn mineralizado de grano grueso (Meinert y otros, 2005). El metamorfismo temprano y el metasomatismo continuado son relativamente de alta temperatura (600° - 800° C), seguidos por alteración retrógrada con decrecimiento de temperatura y fluidos envueltos o bajo una fase de separación (Meinert y otros, 2003).

El metamorfismo puede ser más extenso y de más alto grado alrededor de un skarn formado relativamente a mayor profundidad de la corteza que uno formado bajo condiciones de poca profundidad; al igual que la alteración retrógrada durante el enfriamiento y la evolución de fluidos, puede ser más intensa en un skarn formado a poca profundidad en la corteza de la tierra comparado con uno formado a grandes profundidades (Meinert y otros, 2005). Por lo tanto uno de los controles fundamentales sobre el tamaño, la geometría y el estilo de alteración de un skarn es la profundidad de formación.

4.2.2 MINERALOGÍA DEL SKARN

La mineralogía es la clave para el reconocimiento y definición del skarn, siendo crítico para entender el origen y distinguir la importancia económica del depósito, de tal manera que la mineralogía del skarn zonado puede ser cartografiable en el campo, proporcionando una aureola de alteración alrededor del potencial cuerpo de mena (Meinert, 2006). La Tabla 2 lista muchos de los minerales comunes de skarn y la composición de sus miembros finales. Algunos minerales, como cuarzo y calcita, están presentes en todos los skarns.

Una consideración importante que indican Meinert y otros (2005) es el uso correcto del nombre mineralógico, como por ejemplo la secuencia piroxeno,

clinopiroxeno, clinopiroxeno cálcico, piroxeno diópsido y diópsido son términos con un significado definido específico.

Grupo	Miembros finales	Abreviación	Composición
Granate	Grosularita	Gr	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
	Andradita	Ad	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$
	Espesartino	Sp	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$
	Almandino	Al	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
	Piropo	Py	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
Piroxeno	Diópsido	Di	$CaMgSi_2O_6$
	Hedenbergita	Hd	$CaFeSi_2O_6$
	Johanesita	Jo	$CaMnSi_2O_6$
	Fasaíta	Fas	$Ca(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$
Olivino	Forsterita	Fo	Mg_2SiO_4
	Fayalita	Fa	Fe_2SiO_4
	Tefroita	Tp	Mn_2SiO_4
	Monticelita	Mc	Ca_2SiO_4
Piroxenoide	Ferrosilita	Fs	$FeSiO_3$
	Rodonita	Rd	$MnSiO_3$
	Wollastonita	Wo	$CaSiO_3$
Anfíbol	Tremolita/Actinolita	Tr	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
	Ferroactinolita	Ft	$Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$
	Actinolita manganitica	Ma	$Ca_2Mn_5Si_8O_{22}(OH)_2$
	Hornblenda	Hb	$Ca_2Mg_4Al_2Si_7O_{22}(OH)^2$
	Pargasita	Pg	$NaCa_2Mg_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2$
	Ferrohastingsita	Fh	$NaCa_2Fe_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2$
	Cummingtonita	Cm	$Mg_5Fe_2Si_8O_{22}(OH)_2$
	Dannemorita	Dm	$Mn_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)$
	Grunerita	Gru	$Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$
Epidota	Piemontita	Pm	$Ca_2MnAl_2Si_3O_{12}(OH)$
	Allanita	All	$(Ca,REE)_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH)$
	Epidota	Ep	$Ca_2FeAl_2Si_3O_{12}(OH)$
	Pistacita	Ps	$Ca_2Fe_3Si_3O_{12}(OH)$
	Clinozoisita	Cz	$Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$
Plagioclasa	Anortita	An	$CaAl_2Si_2O_8$
Escapolita	Meionita	Me	$Ca_4Al_6Si_6O_{24}(CO_3,OH,Cl,SO_4)$
Otros	Vesuvianita (idocrasa)	Vs	$Ca_{10}(Mg,Fe,Mn)_2Al_4Si_9O_{34}(OH, Cl, F)_4$
	Prehnita	Pr	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$
	Axinita	Ax	$(Ca,Mn,Fe)_3Al_2BO_3Si_4O_{12}(OH)$

Tabla 2. Mineralogía de skarn, tomado de Meinert y otros (2005).

En los skarn de Cu, Mo, Fe y Au, los anfíboles de la serie de tremolita-actinolita son progresivamente más ricos en Fe. La evidencia textural en un skarn de Mo indica una progresión desde zonas proximales ricas en diópsido hasta zonas distales ricas en tremolita (Salvi, 2000). Las variaciones composicionales en minerales menos comunes como la bustamita, ilvaita (Franchini y otros, 2002), olivino o vesuvianita, pueden indicar un modelo de zonación o una petrogénesis regional característica (Franchini y otros, 2002 en Meinert y otros, 2005). En adición, los minerales individuales del skarn pueden desplegar variaciones sistemáticas de color y composición dentro de un gran modelo de zonación. Por ejemplo, granate proximal es comúnmente café a rojo oscuro, seguido por granate café claro y finalmente con granate amarillo pálido a verde cerca del frente de mármol (Atkinson y otros, 1978 en Meinert y otros, 2005). El análisis composicional de granate y piroxeno reportado de varios tipos de depósitos mayores de skarn alrededor del mundo se muestran en la Figura 10 (Ad = andradita, Di = diópsido, Gr = grosularita, Hd = hedembergita, Jo = Johanesita, Sp+Al = espesartino+almandino).

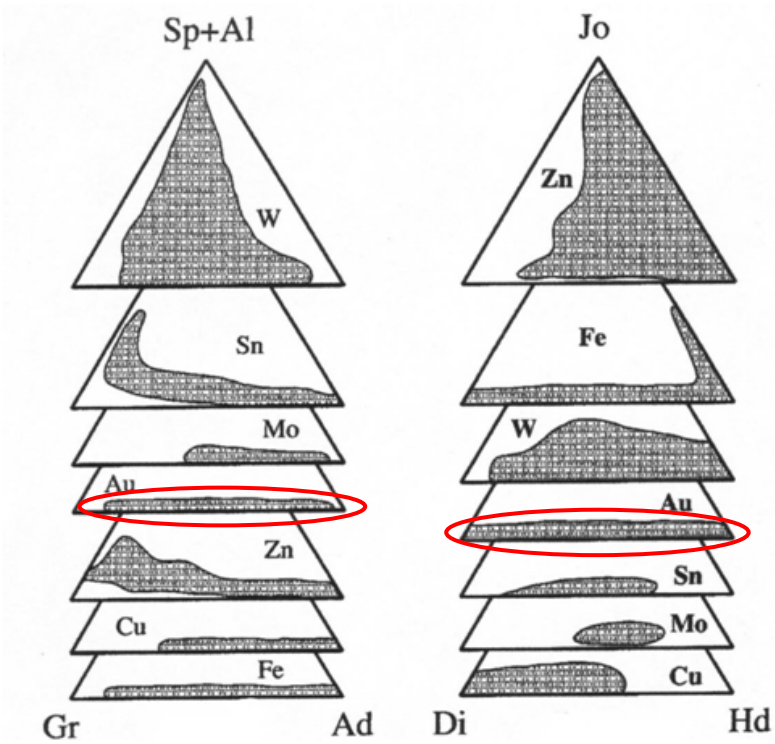


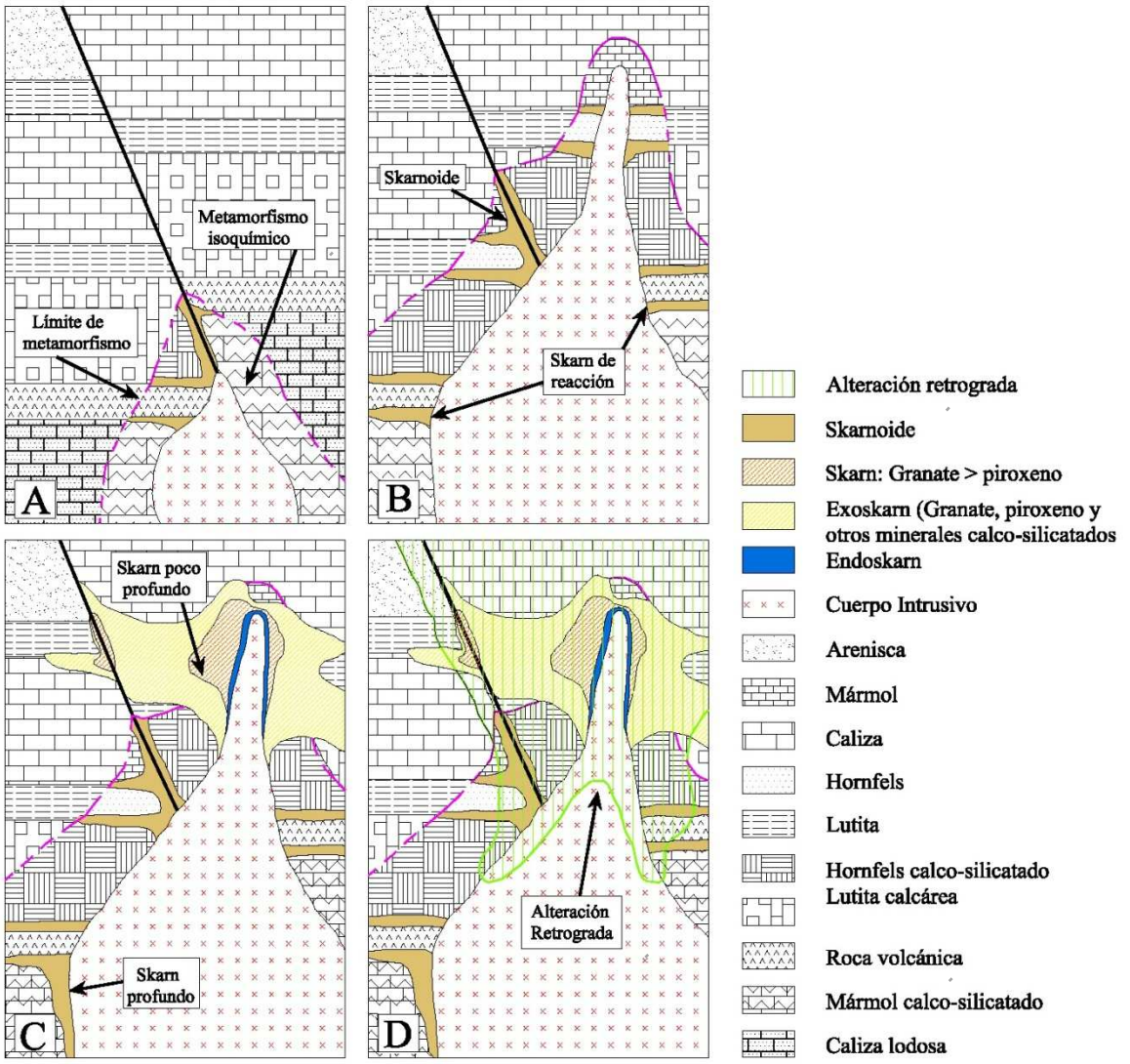
Figura 10. Diagramas ternarios composicionales de granate y piroxeno en los diferentes tipos de skarn, tomado de Meinert (1992).

Los skarns de oro presentan un rango de composición en granates que va desde andradita a grosularita y de igual manera para los piroxenos de diópsido a hedenbergita (Figura 10). Según Yardley (1991) en Villaseñor y otros (2000) la alta fugacidad de oxígeno promueve la formación de andradita, mientras que el piroxeno, requiere condiciones menos oxidantes siendo más propicio en un régimen de infiltración. En skarns que son zonados de granate proximal a piroxeno distal, la razón alta de granate/piroxeno puede servir como un crudo indicador de un estado mayor de oxidación general del sistema, incluyendo el efecto integrado del plutón, roca encajante y profundidad de formación (Meinert y otros, 2005). En skarns de granate la zonación del color no es estrictamente debido a las diferencias composicionales de elementos mayores, en general los granates ricos en Fe son oscuros; en cambio en el color del piroxeno es menos pronunciado que del granate pero típicamente refleja un incremento progresivo en Fe y/o Mn hacia el frente de mármol (Harris y otros, 1982 en Meinert y otros, 2005).

La mineralogía del skarn retrógrado, en forma de epidota, anfíbol, clorita y otras fases hidratadas, típicamente está controlado estructuralmente (fallas, contactos estratigráficos o contactos intrusivos) y sobreimpuesta a una secuencia de zonación prograda. La superposición de fases posteriores puede hacer desaparecer o enmascarar la secuencia de zonación prograda por ende es importante notar que los minerales hidratados no necesariamente representan una alteración retrógrada (Meinert y otros, 2005). En general, la alteración retrógrada es más intensa y mas pervasiva en sistemas de skarn poco profundos.

4.2.3 METAMORFISMO Y METASOMATISMO

La secuencia general de evolución de un skarn relacionado a un plutón involucra esencialmente tres etapas (Figura 11):



A. Intrusión inicial causa el metamorfismo de rocas sedimentarias. B. Recristalización metamórfica y cambio de fases que reflejan la composición del protolito con local bimetasomatismo y circulación de fluidos formando diversos minerales calco silicatados (skarn de reacción y skarnoide) en litologías impuras a lo largo de los límites del fluido. C. Cristalización y separación de la fase acuosa resultando en un skarn metasomático controlado por fluidos. D. Enfriamiento del cuerpo intrusivo, separación de la fase de vapor, y circulación de agua meteorica fria causando una alteración retrograda de las asociaciones metamórficas y metasomáticas calco-silicatadas.

Figura 11. Estados de evolución de un depósito de skarn asociado a un plutón, modificado de Meinert y otros (2005).

1) Metamorfismo isoquímico: que provoca una recristalización metamórfica y cambios mineralógicos evidenciados en el protolito y la circulación de fluidos a alta temperatura formando minerales calco-silicatados. Incluye además la formación de: mármol, hornfels, cuarcitas, skarn de reacción, skarnoides, talco y wollastonita hacia la parte externa (Figura 11-A).

2) Etapas múltiples de metasomatismo: que involucra la cristalización del magma y la liberación de una fase fluida produciendo un skarn metasomático. Se forman principalmente minerales anhidros por acción de fluidos de derivación magmática a temperaturas de 400º-800ºC. Usualmente en esta etapa ocurre o comienza la mineralización (Figura 11-B y C).

3) Alteración retrógrada: debido al enfriamiento del plutón y a la circulación de aguas de temperatura más baja, posiblemente meteóricas, oxigenadas, causan la alteración retrógrada de los minerales calco-silicatados metamórficos y metasomáticos (Figura 11-D). En esta etapa se forman nuevos minerales hidratados de temperatura más baja, a partir de los minerales anhidros formados previamente. Incluyen: epidota, actinolita, clorita y otras fases minerales hidratadas, típicamente con control estructural (fallas, contactos estratigráficos o intrusivos) y sobreimpuestos a la secuencia prograda. En algunos casos la mineralización se extiende también a esta etapa.

Los fluidos metasomáticos más complejos, posiblemente con adición de componentes magmáticos como Fe, Si, Cu, etc., produce una transición continua entre procesos puramente metamórficos y puramente metasomáticos. Estos cambios composicionales se pueden evidenciar por la isograda mineral que es la que separa rocas de diferente composición química (Meinert y otros, 2005). La alteración química es manejada por la infiltración de fluidos químicos reactivos, y la naturaleza y distribución espacial de la alteración puede servir como un registro del proceso flujo – fluido. Debido a la interacción del fluido que pasa a través de una zona de reacción, la composición del fluido cambia siendo registrado como una reacción progresiva y la roca correspondiente cambia de composición.

Los cambios en la composición del fluido son presentados a través de los límites de reacción inferido del modelamiento o medido de inclusiones fluidas. Además con un sistema hidrotermal, el fluido que produce la alteración es raramente preservado, y la fuente, naturaleza, y evolución del flujo del fluido es inferido de la alteración geoquímica, mineralógica y modelos de reacción durante el flujo del fluido (Meinert y otros, 2005). La aplicación de geotermobarómetros y minerales

zonados pueden determinar la historia de presión y temperatura del skarn y las rocas circundantes (Drahota y otros, 2005). Por ejemplo la asociación de plagioclasa y fasaíta en vetillas de skarn podria indicar una temperatura de formación hasta los 650℃ (Rao y otros, 1970).

Los minerales zonados y la evolución del fluido local pueden ser registrados dentro de zonas de crecimiento mineral. Esto es particularmente evidente en granates, donde los granates crecen reflejados en interjuegos de calor e infiltración del fluido (Jamtveit, 1997 en Meinert y otros, 2005). Las reacciones de alteración de especies altamente solubles como SiO_2 viajan más rápidamente y más allá que especies menos solubles como por ejemplo el aluminio. El modelo de zonación presentado en la Figura 9-D, puede relacionarse con la historia de un flujo de fluido relativamente simple. Los límites exteriores de wollastonita, hacia skarns con piroxeno>granate, y luego a skarns con granate>piroxeno, reflejan la relativa movilidad del Si>Mg, Fe y Mn>Al ya que el frente de reacción migra hacia la fuente del fluido dando como resultado un modelo de alteración concéntrica centrada sobre la fuente del fluido (Murakami, 2005).

Un incremento en la permeabilidad durante la reacción promueve una reacción e infiltración de fluido más allá, por lo que la porosidad relicta es raramente preservada y va progresivamente perdiéndose debido a la consecuente compactación. La reacción que crea skarn puede generar porosidad, la preservación de la porosidad es debida a la competencia mecánica del granate, que resiste la compactación. Después la asociación mineral con mena puede rellenar esta porosidad si esta muestra interconectividad (Patterson y otros, 2000 en Meinert y otros, 2005).

4.2.4 ZONACIÓN EN SISTEMAS DE SKARN

La zonación en depósitos de skarn ocurre sobre escalas de micrómetros, metros y kilómetros; y reflejan el flujo del fluido, la reacción con la roca caja, el cambio de temperatura y la evolución del fluido con el tiempo. Los principales sistemas de skarn registran dos periodos generales de crecimiento de granates con un límite

formado entre núcleos tempranos usualmente poikilíticos y por un desarrollo homogéneo más tardío (Vlasova y otros, 1985 en Meinert y otros, 2005). La zonación en granates es producida por cambios en el contenido de Fe (andradita) y de aluminio (grosularita); esta zonación se debe a cambios en las condiciones fisicoquímicas de los fluidos metasomáticos (Villaseñor y otros, 2000). Núcleos de granate generalmente reflejan la composición de elementos mayores del protolito y registran progresivamente la reacción con la infiltración de los fluidos hidrotermales (Jamtveit y otros, 1993 en Meinert y otros, 2005). Además la composición de elementos mayores y trazas de una fase mineral particular, como el piroxeno, puede ser usado para clasificar los depósitos de skarn (Nakano y otros, 1994 en Meinert y otros, 2005).

En los sistemas de skarn relacionados a un plutón, mayormente se tiene un modelo de zonación espacial que va desde un granate proximal, piroxeno distal, y piroxenoide (wollastonita, bustamita, o rodonita) al contacto entre el skarn y mármol. Variaciones sobre este modelo general refleja diferencias en la química del magma, composición de la roca hospedante, profundidad de formación y estado de oxidación (Meinert y otros, 2005) así como otras alteraciones asociadas (González y otros, 2004). Estos efectos pueden ser muy complejos en algunos casos complementarios y en otros compensatorios. Tanto la mineralogía, la zonación y la evolución del skarn se evidencian en la sobreimpresión de texturas que definen estados progrados y retrógrados (Ciobanu y otros, 2004). Para propósitos de exploración, la zonación de los depósitos es de gran utilidad. Los modelos de zonación existentes para cualquier tipo de skarn, y cada depósito de mena es un caso particular (Meinert, 2006).

4.2.5 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS DEPÓSITOS DE SKARN DE ORO

Los skarns de oro tienen varias características comunes según Prodeminca (2000):

1) Se desarrollan a partir de protolitos clásticos y volcanoclásticos ricos en carbonatos.
2) Los skarns de oro están rodeados por una alteración potásica de hornfels de biotita ± feldespato de K.
3) La zona proximal está determinada por granate y piroxeno de grano grueso.
4) La evidencia geoquímica en todos los skarns de oro presenta una asociación de Au-As-Bi-Te.

Los skarn de oro han sido agrupados en cuatro subdivisiones principales según Meinert (1998) que son: i) skarns de oro reducidos cálcicos; ii) skarn de oro oxidados cálcicos; iii) skarn de oro magnésicos; y; iv) skarns de oro metamórficos.
Los depósitos de Nambija son considerados por Hammarstrom (1992); Meinert (2000); Markowski (2003); Fontboté y otros (2004); Vallance y otros (2006); Meinert (2006) como del tipo skarn de oro oxidado cálcico. Según Brooks y otros (1991) en Meinert y otros (2005) estos depósitos incluyen altas razones de granate/piroxeno, relativamente granate y piroxeno pobre en Fe, contenido total bajo de sulfuros (pirita ± pirrotina y locales ocurrencias de calcopirita, esfalerita y galena). Los minerales progrados incluyen feldespato de K, grandita baja en Mn, piroxeno diopsídico, wollastonita, epidota, vesuvianita, esfena y apatito. Los minerales retrógrados incluyen feldespato de K, epidota, clorita, clinozoicita, vesuvianita, tremolita - actinolita, sericita, dolomita, siderita y prehnita. El grado alto de Au no está asociado con granate – piroxeno prograd o sino que más bien está asociado con la alteración retrógrada que incluye abundante feldespato de K (adularia) y cuarzo.

Algunos depósitos de skarn están considerados transicionales a otros tipos de mineralización de Au como depósitos epitermales en que la fase de separación debido a la ebullición es un importante mecanismo de precipitación (Hedenquist y otros, 1996).

4.3 DEPÓSITOS EPITERMALES DE BAJA SULFURACIÓN

4.3.1 GENERALIDADES

La mayoría de depósitos epitermales de baja sulfuración o de adularia-sericita ocurren en arcos volcano-plutónicos en ambientes tectónicos relacionados a subducción, principalmente en márgenes continentales y en arcos de islas (Sillitoe, 1977 en Camprubí y otros, 2006). Las condiciones de formación de la mayoría de estos depósitos comprenden temperaturas entre <150 ~300℃, y a profundidades desde la superficie hasta 1 ó 2 km, con presiones de hasta varios centenares de bares (Reyes, 1991 en Camprubí y otros, 2006). Están relacionados de forma espacial y temporal con un volcanismo subaéreo, de carácter ácido a intermedio, y el subvolcanismo asociado, pudiendo el basamento ser de cualquier tipo. Ocurren en distintos ambientes geológicos y están asociados a estructuras de origen volcánico, en especial calderas y complejos volcánicos.

La zonación lateral y vertical características de las alteraciones depende, en gran manera, de la presencia de litologías permeables y la variación de las condiciones físico-químicas (Damian, 2003); debido a ello, la morfología y extensión de los halos puede variar desde el orden decimétrico hasta el decamétrico, inclusive dentro de un mismo depósito. El enfriamiento, la mezcla de fluidos y la ebullición son algunos de los procesos responsables para la deposición de los minerales de mena (Prodeminca, 2000a). Los depósitos epitermales de baja sulfuración se diferencian de los de alta sulfuración en base a la naturaleza y distribución de las alteraciones (Figura 12).

La alteración en sistemas de baja sulfuración se produce por la interacción de fluidos profundos reducidos que al mezclarse con fluidos meteóricos producen un fluido con PH cercano a la neutralidad.

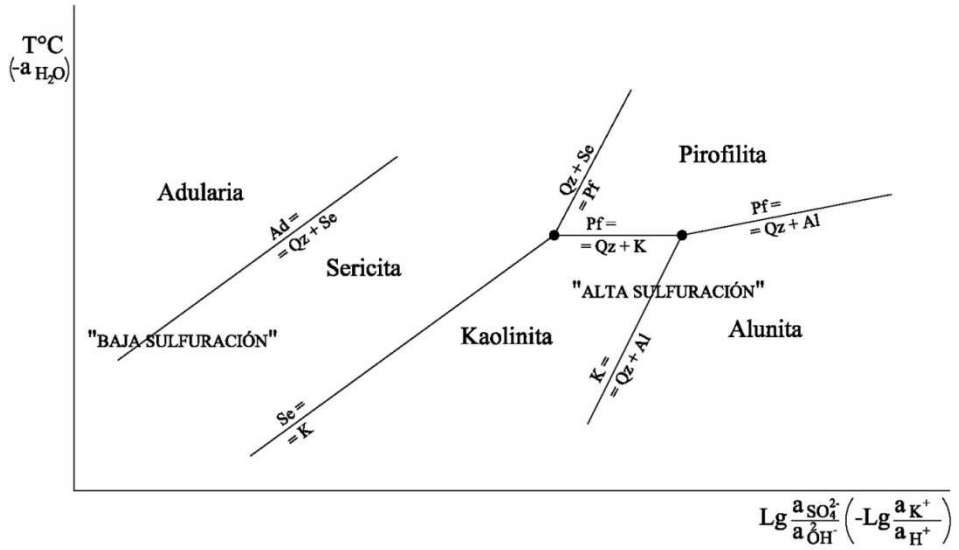


Figura 12. Esquema de la relación entre los ambientes de baja y alta sulfuración en base al equilibrio mineral (modificado de Kanazirski, 1992 en Queralt y otros, 1996). Ad. Adularia. Al. Alunita. K. Kaolinita. Pf. Pirofilita. Qz. Cuarzo. Se. Sericita.

En estos depósitos la alteración que se ha dado por el paso de estos fluidos genera una zonificación característica que comprende típicamente una zona de silicificación central en la que se aloja la mena y que puede estar acompañada por adularia.

Alrededor se genera una zona dominada por sericita o illita y, en zonas de menor temperatura, pueden desarrollarse asociaciones argilíticas con esmectita o capas mezcladas de illita-esmectita. En las periferias de estas zonas, se da una alteración propilítica, caracterizada por clorita, albita, epidota, carbonato y pirita, en una extensa área (Prodeminca, 2000a). Otros ejemplos de alteración van desde asociaciones potásicas proximales hasta asociaciones propilíticas distales (Leavitt y otros, 2005). La Figura 13 indica la variación de la mineralogía de mena y de ganga con los patrones de alteración típicos.

El control estructural es común es sistemas de baja sulfuración, con zonas de mena localizadas en conductos hidrotermales (fallas, fracturas, zonas de brecha, etc.), contactos litológicos e inconformidades regionales (Prodeminca, 2000a).

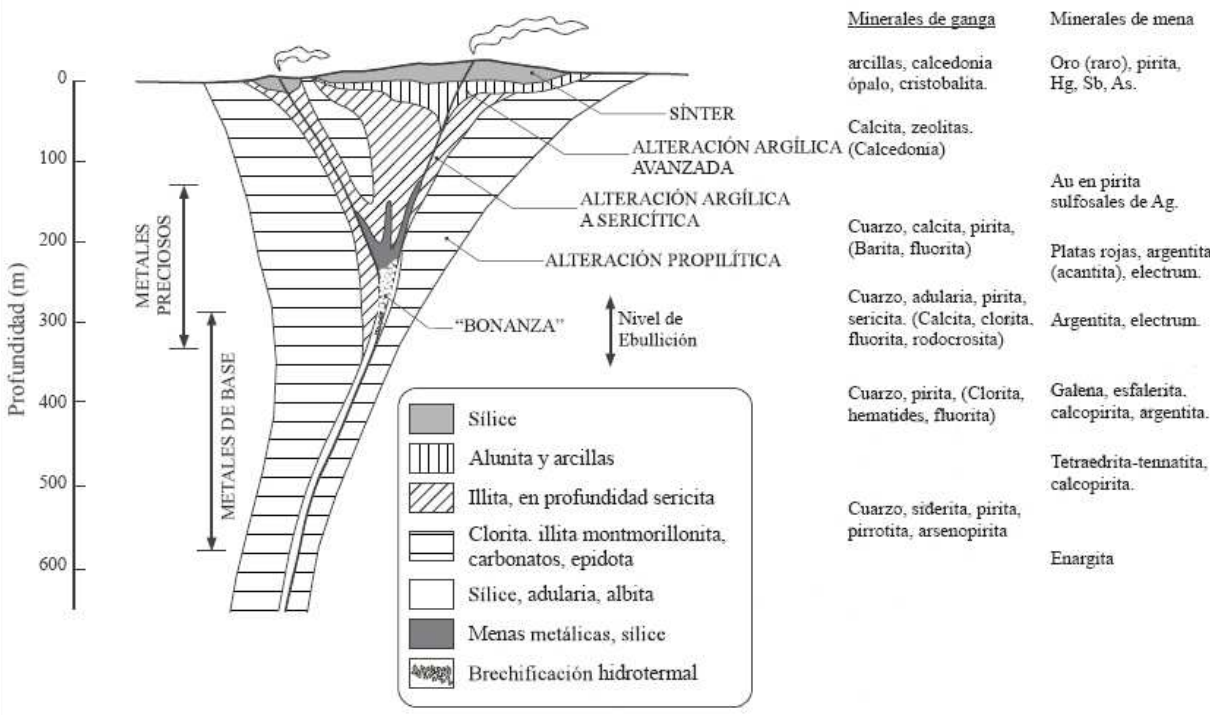


Figura 13. Esquema estructural general de los depósitos epitermales de baja sulfuración, modificado de Buchanan, 1981 en Camprubí y otros, 2006.

En la parte superior del sistema, las texturas de cuarzo están dominadas por sílica calcedónica masiva, pasando hacia abajo a una zona caracterizada principalmente por cuarzo bandeado crustiforme y coloforme y bajo el nivel de ebullición, el cuarzo es principalmente cristalino en forma y está asociado con adularia cristalina, sulfuros y carbonato (Prodeminca, 2000a). El análisis textural del cuarzo hidrotermal puede aportar información sobre la génesis de la mineralización en depósitos epitermales de baja sulfuración (Rubinstein y otros, 2005).

Los estilos más comunes de mineralización son vetas y stockworks, en espacios abiertos las texturas más comunes son: i) bandeado; ii) bandeado coloforme; iii) crustiforme; y, iv) en peine (Marinova, 2006). Los minerales de mena pueden ser pirita, electrum, oro, plata, argentita; subordinada esfalerita, galena, calcopirita, tetraedrita, pirargirita, seleniuros con minerales de ganga como cuarzo, calcedonia, amatista, carbonato, adularia, sericita, barita, fluorita (Prodeminca, 2000a). Los fluidos mineralizantes mantienen una temperatura entre 150 y 250℃ con salinidades entre el 7 y el 8 wt% NaCl. La referencia geoquímica puede

expresarse en un relación de Au y Ag mayor frente a un As y Sb menor en vetas de cuarzo - adularia (Yilmaz, 2002). Para ciertos depósitos la edad de la mineralización es comúnmente de 0.5 a 1 Ma posterior a las rocas huéspedes.

El proceso de silicificación involucra la pérdida parcial o total de cationes (Fe, Mn, Mg, Ca, Al) (Zieremberg y otros, 1995 en Aparicio y otros, 2006) donde los minerales máficos (biotita - anfibol) se van degradando hasta desaparecer por completo siendo los cristales de plagioclasa los mas resistentes conservandose como individuos aislados en las rocas mas silicificadas. El grado de silicificación hidrotermal se la puede dividir en tres tipos: i) rocas no silicificadas (SiO_2 = 70%); ii) rocas medianamente silicificadas (SiO_2 = 76% - 80%); y, iii) rocas muy silicificadas (SiO_2 = 85%). Una disminución brusca desde temperaturas magmáticas hasta temperaturas hidrotermales es una causa que genera una silicificación pervasiva (Aparicio y otros, 2006).

4.3.2 CARACTERIZACIÓN DE LA ADULARIA

La adularia es un feldespato alcalino de baja temperatura rico en K (Na_2O < 2 wt%) de color blanco a rosado intenso incluso variedades de color negro (Shelton y otros, 1986). Akizuki y otros (1978) definen dos variedades: una trasparente con hábito prismático ($Or_{88.5}Ab_{10.5}An_{0.2}$) y otra subtransparente ($Or_{94.5}Ab_5An_{0.5}$) como mineral de ganga en depósitos hidrotermales.

La adularia crece bajo condiciones de inequilibrio debido a propiedades ópticas inhomogeneas tales como textura lamelar compleja, extinción ondulatoria y diferentes orientaciones ópticas en una sección. El carácter óptico inhomogeneo podría deberse a la mezcla de dominios monoclínicos (centro) y triclínicos (borde) (Akizuki y otros, 1978) ademas del grado de ordenamiento (Al/Si). Si el crecimiento se da bajo condiciones de equilibrio, el cristal es una máxima microclina ($Or_{68.7}Ab_{24.5}An_{1.5}$) definiéndose una forma estable de baja temperatura. Colville y otros (1968) han reconocido las variedades del feldespato de K en base al ángulo axial óptico (2V) y a la birrefringencia, estas variedades van de la siguiente manera:

Dong y otros (1995) reconocen cuatro tipos de adularias de acuerdo a la morfología de los cristales:

1) Adularia Subrómbica.- cristales subhedricos de tamaños de 2 a 4 mm con irregulares bordes rómbicos asociado con cuarzo de grano grueso que evidencia niveles profundos donde la ebullición se ha iniciado en un ambiente de baja permeabilidad. El grado de ordenamiento (Al/Si) es relativamente alto que refleja condiciones de cristalización lenta.
2) Adularia Tabular.- cristales en forma de listón con un grado muy bajo de orden (Al/Si) relativamente de alta temperatura formado cuando el fluido se mueve hacia arriba a ambientes más permeables donde comienza la ebullición violentamente debido al cambio rápido de las condiciones.
3) Adularia Rómbica.- cristales muy pequeños (< 0.2 mm) de formas rómbicas euhedrales con un grado intermedio de orden (Al/Si).
4) Adularia Pseudoacicular.- formado por pseudomorfismo en formas dejadas por cristales de carbonatos, presenta un grado de alto de ordenamiento (Al/Si).

Los dos tipos de adularia (rómbica y pseudoacicular) ocurren dentro de bandas crustiformes y coloformes en asociación con menas de alto grado (Marinova, 2006). La adularia inalterada, que cristaliza directamente en diferentes estados estructurales interactúa con fluidos tardíos provocando un ordenamiento avanzado en la estructura de la adularia alterada (Lingdi y otros, 2001). La cristalización de la adularia puede darse en un sistema supersaturado durante la ebullición del fluido, siendo las vetas de adularia uno de los indicadores mineralógicos de ebullición (Hedenquist, 1990 en Lingdi y otros, 2001). Cuando la adularia es rica en Na es mas propensa a reemplazar a la plagioclasa, mientras que adularia rica en K se presenta mayormente como como granos finos en vetillas con cuarzo (Queralt y otros, 1996).

4.4 METALES Y FLUIDOS

4.4.1 ORIGEN DE LOS FLUIDOS MINERALIZANTES

La caracterización de los sistemas de skarn son dificultosos de entender debido a la mezcla de propiedades termodinámicas de los fluidos de alta temperatura (H_2O, CO_2, Cl, S) por lo que muchos modelos de reacción y transporte de fluidos no son tan satisfactorios. La evolución de la composición del fluido en skarn puede ser registrado dentro de las zonas de crecimeinto mineral (Meinert y otros, 2005). Los fluidos mineralizantes en los depósitos epitermales de baja sulfuración son, por lo general, originados mayoritariamente a partir de aguas meteóricas en campos geotérmicos con pH aproximadamente neutro debido a la convección de agua meteórica más componentes magmáticos en profundidad con las rocas encajantes a niveles intermedios.

Uno de los principales problemas en el estudio de depósitos epitermales es la dificultad de la detección del componente magmático en los fluidos mineralizantes, según Simmons (1995) en Camprubí y otros (2006) se debe a tres procesos geológicos principales:

1. Las composiciones geoquímicas magmáticas pueden verse enmascaradas por la interacción agua/roca desde la separación de los fluidos magmáticos, en su camino desde el magma hasta el ambiente epitermal.
2. Las contribuciones magmáticas se debilitan con el tiempo, produciéndose a veces como pulsos, de tal forma que su preservación en la mineralización queda restringida a complejos bandeados interminerales y/o zonaciones intraminerales, de escala centimétrica a micrométrica.
3. Durante el cese de la actividad hidrotermal se puede “diluir” o borrar por completo las evidencias geoquímicas de las aportaciones magmáticas.

A pesar de los problemas que conlleva la interpretación de los datos procedentes de los depósitos epitermales de baja sulfuración, es posible dilucidar el origen u orígenes de los fluidos mineralizantes. Dicha determinación puede realizarse a partir del análisis de las relaciones isotópicas y componentes químicos como:

$^{3}He/^{4}He$, N_2-Ar-He, $\delta^{18}O$, y la concentración total de Cl en los fluidos mineralizantes (Simmons, 1995 en Camprubí y otros, 2006). El uso de todos estos métodos está invariablemente ligado al estudio de las paragénesis minerales y de las inclusiones fluidas (Camprubí, y otros, 2006).

4.4.2 MECANISMOS DE PRECIPITACIÓN MINERAL

En los depósitos de baja sulfuración, los fluidos derivados de cuerpos intrusivos someros o profundos sufren una neutralización primaria durante la migración de los fluidos a través de la corteza (Hedenquist y otros, 1994). Esta neutralización se evidencia en las rocas encajantes como alteraciones de varios tipos, por lo tanto resulta lógico pensar que al menos una cierta parte de los componentes químicos de dichos fluidos provienen de la lixiviación de la roca encajante (Camprubí y otros, 2006).

El oro en sistemas geotermales es transportado dominantemente como un bisulfuro complejo en fluidos de baja salinidad. Por otro lado, la solubilidad de Ag, Pb y Zn está controlada por cloruros complejos que son estables bajo condiciones de alta salinidad. Se consideran dos mecanismos físicos principales para la precipitación mineral en depósitos epitermales: ebullición y mezcla de fluidos (Giggenbach y otros, 1982).

4.4.2.1 Ebullición

En base a estudios termodinámicos y al conocimiento de los sistemas geotérmicos actuales, se considera que existen cuatro evidencias mineralógicas y texturales principales que son indicativas de ebullición, según Hedenquist y otros (2000) en Camprubí y otros (2006) estas son:

1.- Presencia de calcita hojosa que generalmente reemplaza al cuarzo debido a la pérdida de CO_2 y la posterior saturación en calcita, según la siguiente reacción:

$2HC0^{-}_{3} + Ca^{2+} \rightarrow CaCO_3$ (calcita) + $H_2CO_3 \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2$

2.- Presencia de adularia debido a un aumento de pH por la pérdida de CO_2, pasando del campo de estabilidad de la illita al de la adularia, según la siguiente reacción:

$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ (illita) + $6H_4\ SiO_4 + 2K \rightarrow 3KAlSi_3O_8$ (adularia) + $12H_2O + 2H$

La sola presencia de adularia en un depósito epitermal de baja sulfuración no asegura automáticamente que se haya producido ebullición, ya que algunos tipos morfológicos de adularia pueden haberse producido bajo condiciones de cristalización lenta, lo cual invalidaría la existencia de ebullición (Dong y otros, 1995). Por ello, no basta la identificación de este mineral para deducir la existencia de ebullición, sino que se precisa de su identificación morfológica. Las morfologías de adularia aptas para inferir la existencia de ebullición son la pseudoromboédrica y la pseudoacicular (Dong y otros, 1995). En base a estudios experimentales y la comparación de éstos con las evidencias en sistemas naturales (Sakharova y otros, 1994), se ha indicado que la asociación de cuarzo-adularia puede ejercer además de “trampa química” para la precipitación de oro en el ambiente epitermal.

3.- Presencia de truscotita (silicato de Ca y Al hidratado): este mineral se ha hallado asociado con menas de oro de alta ley, y es estable sólo cuando la concentración de sílice excede la saturación en cuarzo, lo cual constituye otra evidencia indirecta de ebullición (Izawa y otros, 1995).

4.- Presencia de sílice amorfa o de calcedonia: indica que se ha producido un enfriamiento brusco del fluido, a temperaturas de deposición entre 100 y 190ºC, y una sobresaturación de sílice en el fluido que también puede indicar ebullición (White y otros, 1990).

En depósitos que hayan experimentado poca erosión, pueden reconocerse alteraciones ácidas (kaolinita-alunita) en superficie, como expresión de ebullición

en profundidad, tanto en depósitos epitermales de alta y baja sulfuración. Ello es debido a que el H_2S liberado en la ebullición migra con la fase vapor hacia la superficie, oxidándose para producir H_2SO_4 (ácido sulfúrico) en la zona de vadosa (Schoen y otros, 1974) y dando lugar a aguas ácido-sulfatadas calentadas por vapor. Aparte de las evidencias mineralógicas y texturales, la ebullición puede ponerse igualmente de manifiesto mediante el estudio petrográfico y microtermométrico de inclusiones fluidas o a partir de las relaciones entre los gases contenidos en ellas (Camprubí, y otros, 2006).

4.4.2.2 Mezcla de fluidos

La mezcla de fluidos profundos con aguas frías marginales o con aguas freáticas calentadas por vapor, tanto si son de carácter ácido-sulfatado como carbonatado (ricas en CO_2), puede provocar la saturación del oro. Sin embargo, si los fluidos ascendentes ya han experimentado un proceso de ebullición más o menos extenso antes de su dilución por parte de aguas superficiales, dichos fluidos pueden haber perdido ya su potencial mineralizante (Hedenquist, 1991). Existen modelos experimentales en los que se indica que la mezcla de fluidos ascendentes clorurados de pH aproximadamente neutro, que contengan oro, con aguas freáticas ácidas y sulfatadas, constituye un mecanismo muy eficiente para la precipitación de oro (Spycher y otros, 1989).

En contraste con la existencia de múltiples indicadores mineralógicos de ebullición, especialmente en depósitos de baja sulfuración, no hay tales indicadores para la existencia de mezcla. Mediante datos microtermométricos de inclusiones fluidas e isotópicos de O y H se han reportado evidencias de mezcla de fluidos como factor posible para la precipitación mineral (Camprubí y otros, 2001b). La mezcla de fluidos en la zona de mena se encuentra generalmente restringida a fases tardías durante el colapso del sistema hidrotermal, lo que permite el descenso y percolación de aguas calentadas por vapor, y la producción de ganga de carbonatos o sulfatos (Cooke y otros, 2000). Sin embargo, sigue sin poderse determinar con claridad si la mezcla de fluidos es responsable de la

deposición de menas, de la deposición de minerales de ganga, o del enriquecimiento en metales en aguas subterráneas. La mezcla de fluidos, en definitiva, sí puede tener un papel importante en la precipitación mineral, aunque tal vez restringido a las partes más someras de un sistema epitermal, excepto en zonas con relieves pronunciados, en los que estas aguas pueden penetrar hasta grandes profundidades a lo largo de fracturas (Camprubí y otros, 2006).

CAPÍTULO 5: CARACTERIZACIÓN DE LA MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN

5.1 INTRODUCCIÓN

El modelo de alteración y mineralización en Sultana involucra eventos metasomáticos y posiblemente hidrotermales, de acuerdo a hipótesis planteadas por varios autores. El evento metasomático que originó la skarnificación y posiblemente la silicificación son distinguibles a escala regional (Cinturón de Nambija) afectando tan solo a ciertos niveles estratigráficos, lo que trae a discusión el proceso genético de la skarnificación selectiva en rocas volcano-sedimentarias (exoskarn).

De acuerdo a Meinert y otros (2003), el estado evolutivo en un sistema de skarn presenta dos etapas: i) un estado primario prograd o; y, ii) un estado retrógrado de enfriamiento. Las variedades de skarn, presentes en Sultana, se han agrupado de acuerdo a este criterio en base a las características mineralógicas y texturales. La alteración epitermal de baja sulfuración se define principalmente por una adularización, propilitización y una muy débil seritización. El posible estado retrógrado de la skarnificación es discutida con respecto a un estado tardío epitermal. La mineralización aurífera se presenta en una variedad de paragénesis minerales que indica que pudo haber sido depositado en una etapa primaria o a su vez que ha sido removilizado, por lo tanto el origen genético de la mineralización aurífera es de igual manera un tema controversial.

Tanto las paragénesis minerales como de alteración pueden definir un modelo de zonación; en este estudio se busca identificar el modelo de zonación del sistema de skarn en Sultana en base a referencias propuestas por Meinert (2006) que define una zonación horizontal de Norte - proximal a Sur - distal y Egüez (2006) que propone más bien una zonación vertical.

5.2 DESCRIPCIÓN DE LOS PRINCIPALES TIPOS DE ALTERACIÓN

5.2.1 SILICIFICACIÓN

La silicificación se presenta en todas las unidades litológicas de Sultana principalmente en las Subunidades Brecha Basal, Robín y Maurice (Mapa 6). Al igual que la skarnificación, la silicificación es selectiva afectando tan solo ciertas litologías con una afinidad química favorable. Según Hartmman y otros (1995), esta alteración sería más propensa en rocas de composición ácida. El grado de silicificación es de bajo a moderado ya que se conserva la textura original de la roca, por lo tanto se podría afirmar que este proceso tan solo provoca una redistribución del sílice original dando una mayor coherencia y dureza a las rocas piroclásticas consolidadas de composición ácida. Esto como efecto del metasomatismo regional que afectó a la zona.

Las tobas de ceniza fina silicificadas se presentan de masivas a laminadas con una textura afanítica de color blanco a gris oscuro; tonos verdes claros y oscuros. Estas rocas en lámina delgada presentan una textura afanítica muy finogranular compuesta principalmente por microlitos de cuarzo y plagioclasa (Foto 41), debido a la granulometría muy fina es difícil distinguir el porcentaje de los componentes félsicos.

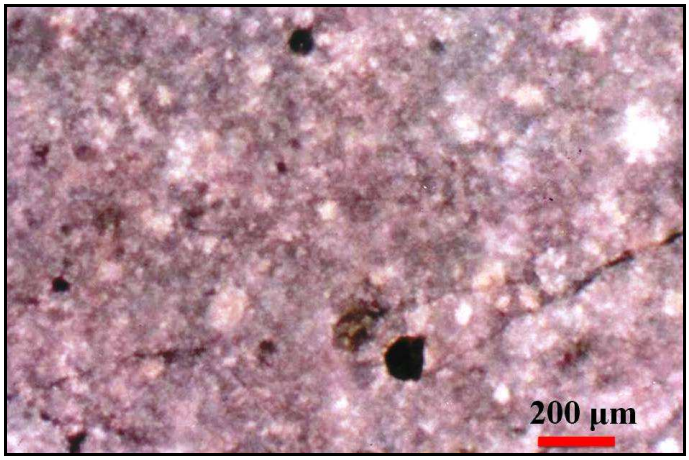


Foto 41. Microfotografía de una toba de ceniza fina silicificada con microlitos de cuarzo y plagioclasa. NX. SS01-59 m.

Según la definición de Hartmann y otros (1995), las tobas finas negras y/o lutitas negras (principalmente en el Sector Central al Oeste hasta el Sector Sur) contienen como plagioclasa usualmente a oligoclasa y un contenido de sílica muy alto. El color oscuro de estas tobas se debe a la anatasa (TiO_2) finamente dispersa, probablemente recristalizada del leucoxeno y del material hialoclastítico. Localmente las tobas negras son de grano muy fino y despliegan horizontes vidriosos que han sido altamente silicificadas y carbonatizadas (calcita) con un muy alto contenido relativo de clorita y muy baja plagioclasa primaria (Hartmann y otros, 1995).

Las tobas de lapilli y brechas volcanoclásticas gruesas silicificadas (Foto 42) conservan la textura original con abundantes fragmentos milimétricos a centimétricos, angulares a subredondeados de andesitas, traquitas, tonalitas, fragmentos de lava riolítica y dacítica, tobas, fragmentos rotos de fenocristales de plagioclasa y cuarzo incluidos en una matriz compuesta principalmente por ceniza fina. Estas rocas son de color blanco, gris claro a oscuro y con tonos verdes.

Foto 42. Brecha volcanoclástica gruesa silicificada. SS11-35.2 m.

Particularmente la silicificación que aflora en la parte alta del cerro Sultana, muestra ser parte de un sistema de vetillas tardías con cuarzo y pirita con halo de sericita (Hartmann y otros, 1995).

5.2.2 SKARNIFICACIÓN

En Sultana, el skarn ocurre como estratos y cuerpos masivos lenticulares, comúnmente relacionado con rocas volcanoclásticas de grano fino a grueso de composición más bien intermedia (Hartmann y otros, 1995). Rocas carbonatadas no han sido encontradas dentro de la concesión a diferencia de rocas calcáreas reportadas en otros sectores del Cinturón de Nambija (Prodeminca, 2000). A escala de afloramiento el skarn se presenta en capas concordantes con la estratificación de espesores centimétricos a métricos (hasta 9 m en la Mina 28).

Las tobas skarnificadas se presentan mayormente de color café, fuertemente coherentes en roca fresca a deleznable cuando está meteorizada; frecuentemente equigranular con cristales euhedrales de granates de la serie andradita - grosularita (Fontboté y otros, 2004, en rocas skarnificadas de Nambija) y diópsido, en varios casos con un claro bandeamiento mineralógico. Estos cuerpos de skarn alojan una variedad de paragénesis en respuesta al estado de evolución del sistema de skarn. Específicamente se han evaluado las características de la alteración tomando como referencia una sección longitudinal de una galería subterránea tanto para la Mina 28 como para la Mina Bruce, considerando la variación espacial de un nivel más profundo a otro más somero respectivamente.

El sistema de skarn en Sultana, representado localmente por la Mina 28 (Figura 14) y la Mina Bruce (Figura 15), es descrito de acuerdo a la asociación paragenética y la coloración de los minerales de skarn.

5.2.2.1 Skarn de granate ± piroxeno

El **skarn de granate café oscuro - rojo** (Foto 43) aflora principalmente en la Mina 28 (Figura 14) y ha sido intersecado por algunos pozos exploratorios tanto en el Sector Bruce y Central a niveles profundos.

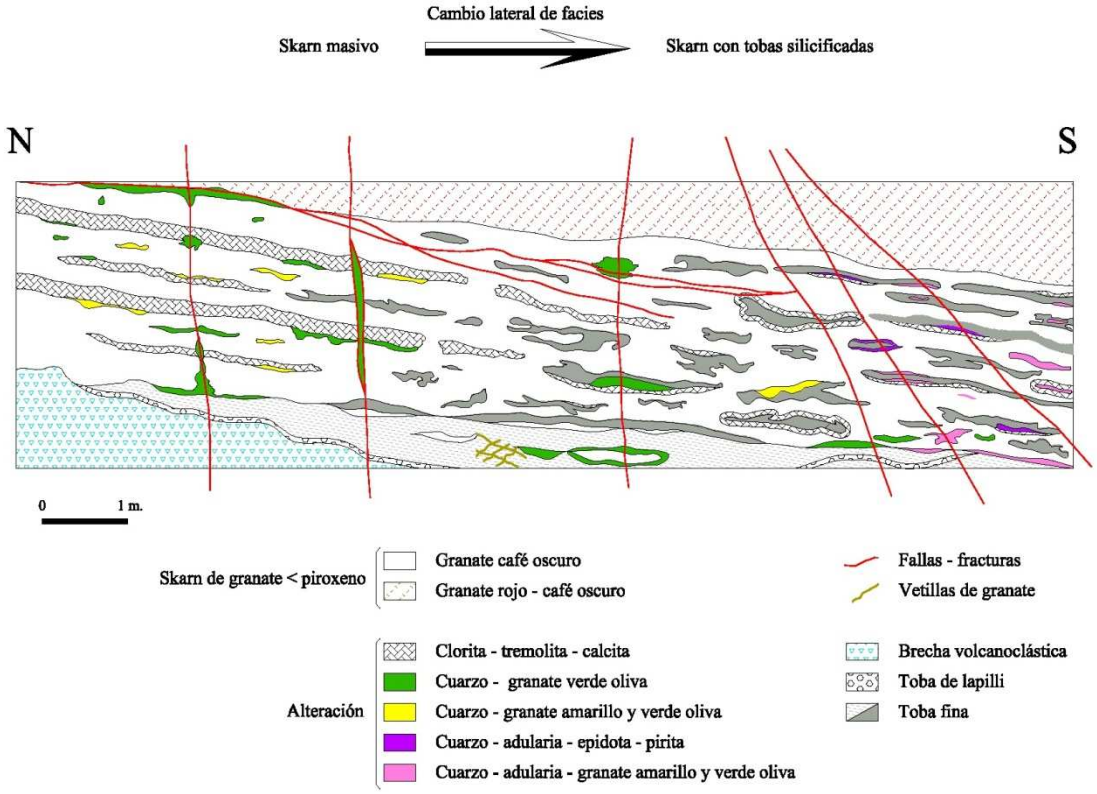


Figura 14. Esquema gráfico de los estilos de alteración en el skarn principal de la Mina 28, escala vertical aproximada, escala horizontal esquemática.

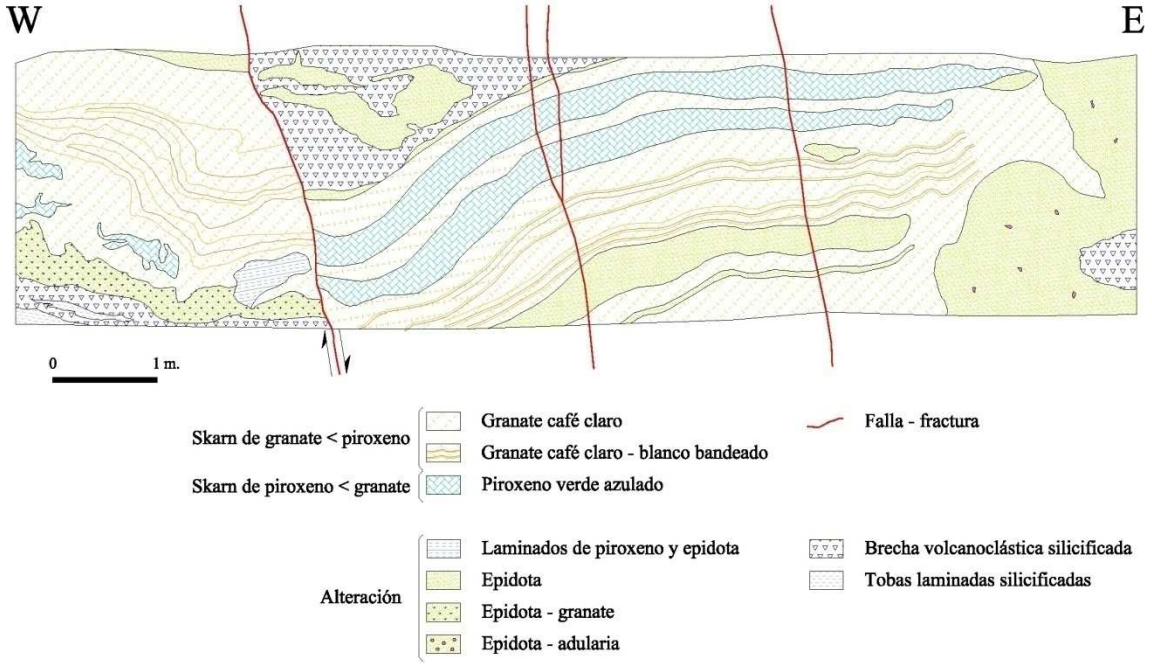


Figura 15. Esquema gráfico de los estilos de alteración en el skarn del “Nivel -1” en la Mina Bruce.

Foto 43. Skarn bandeado de granate café oscuro, Mina 28, tomado de Meinert (2006).

El **skarn de granate café claro - crema** (Foto 44) aflora en la Mina Bruce (Figura 15) y han sido intersecado por varios pozos en todos los sectores excepto en el Sector Toscón a niveles más someros. Los cristales de granate son subhedrales a euhédricos formando pequeños individuos de uno hasta dos milímetros de diámetro.

El diópsido se presenta en cristales muy finos subordinado al granate, rellenando los espacios inalterados después de la cristalización del granate. El color oscuro del granate se debe principalmente al contenido de Fe y Ti, mientras que en base al contenido de elementos traza los granates más oscuros son más propicios a captar concentraciones de Zr y V (Deer y otros, 1966).

El granate en lámina delgada presenta un color amarillo pálido con relieve alto, principalmente el granate oscuro presenta un comportamiento más isotrópico (andradítico?) a diferencia de los granates claros que muestra una marcada anisotropía (grosularítico?). El granate café claro que esta alrededor del granate café oscuro es formado posteriormente por retrogradación a grosularita (55% Fe - Ca a 45 % Al - Ca) (Hartmann y otros, 1996). La hidrogrosularita o hidrogranate forma parte de una serie compuesta por grosularita ($3CaOAl_2O_33SiO_2$) e hibschita ($3CaOAl_2O_32SiO_22H_2O$) donde el SiO_2 es reemplazado por H_2O (Deer y otros,

1966). En muestra de mano la hidrogrosularita tiene un color blanco a crema que débilmente reacciona con el HCl, visto en lámina delgada es bastante isotrópico.

Foto 44. Skarn bandeado de granate café claro - crema, Mina Bruce.

5.2.2.2 Skarn de piroxeno ± granate

El skarn de piroxeno aflora en la Mina Bruce (Figura 15) y es intersecada por varios pozos desde el Sector Norte al Sector Central a niveles someros. El piroxeno es principalmente diópsido, probablemente con un contenido de Mn que puede ser significativo. En muestra de mano este tipo de skarn tiene una textura masiva de grano fino a medio, bastante coherente, de color celeste claro (Foto 45) con tonos blancos, verde pálido, verde oscuro; en lámina delgada los cristales de diópsido presentan un relieve alto de textura granular a finogranular con un diámetro promedio de 200 µm en cristales subredondeados (Foto 46) hasta 1 mm en cristales alargados. A veces el diópsido presenta una textura prismática extraordinariamente parecido con el anfíbol (tremolita - actinolita), diferenciándose por el ángulo que forman los dos clivajes de 88° y 120° respectivamente. El diópsido está alterado a clorita, calcita, ± tremolita, ± hematita durante la alteración retrógrada. El skarn de diópsido alterado a tremolita y clorita se torna similar a un chert verde oscuro masivo que forma acumulaciones finas lensoidales

sobre la brecha basal hacia el Sureste de la Mina 28. El diópsido en el Sector Toscón aparece junto a epidota, principalmente rellenando vetillas (Hartmann y otros, 1995).

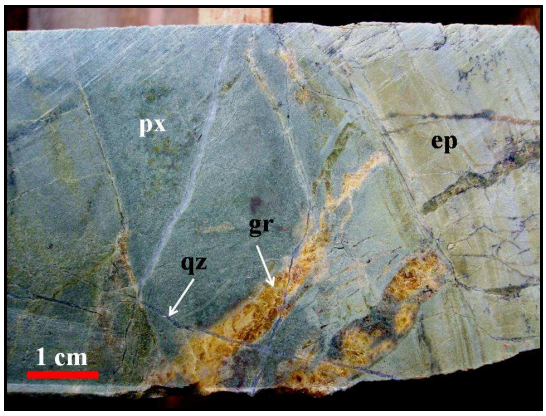


Foto 45. Skarn de diópsido verde azulado (px) en contacto con epidota (ep), último pulso tardío de granate miel es cortado por vetillas de cuarzo (qz). SS11-28.8 m.

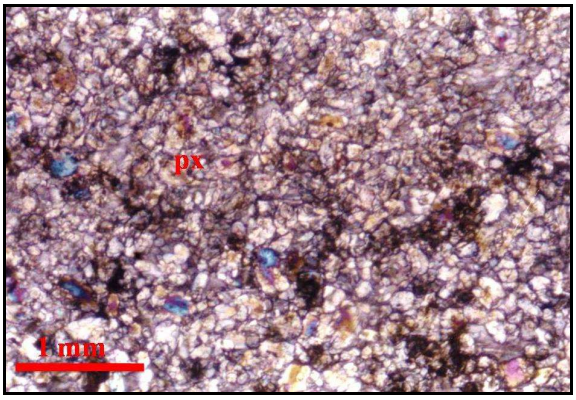


Foto 46. Microfotografía de un skarn de diópsido masivo (px). NX. SS09-60.3 m.

5.2.2.3 Skarn de epidota ± piroxeno ± granate

El skarn de epidota ± piroxeno ± granate se presenta a niveles más someros correspondiente a la Unidad Sultana Superior. Este tipo de skarn muestra una variada proporción que va desde una epidotita hasta asociaciones con granate claro, granate blanco (hidrogrosularita?) y piroxeno (diópsido). En la Mina Bruce se pueden apreciar tobas laminadas de epidota y diópsido (Figura 15). Las rocas previamente skarnificadas (granate - diópsido) ó silicificadas, muestran un variable grado en el contenido de epidota a nivel de componentes individuales como clastos y matriz. Al igual que la skarnificación y la silicificación, la epidotización muestra ser selectiva, posiblemente se deba a la capacidad de permeabilidad que presentan ciertas litologías y que permitieron el paso de fluidos meteóricos que al reaccionar con la roca encajante formaron los minerales hidratados.

A escala de afloramiento estos cuerpos tobáceos epidotizados son de color verde claro, coherentes cuando están frescas a deleznables cuando están meteorizadas; el tamaño de grano varía de fino a medio. Las brechas

sedimentarias epidotizadas consisten de clastos angulares a subredondeados de tobas conjuntamente en una matriz tobácea. En la Foto 47, claramente se ve como la epidota coexiste junto al piroxeno conjuntamente con hematita mientras que el granate café claro es transformado en granate blanco (hidrogrosularita?).

La epidota en lámina delgada se presenta con un relieve alto y característicamente con una birrefringencia alta, forma una masa compacta con cristales anhedrales a subhedrales de epidota con un diámetro promedio de 100 µm. En la Foto 48 se puede observar como la epidota en forma de microlitos, se esparcen sobre los cristales de diópsido y granate. El grupo de la epidota está compuesto por un conjunto de minerales del tipo epidota - zoisita - clinozoisita, difícilmente distinguible entre estas a simple vista, pero distinguibles en lámina delgada. Tanto el cambio en color y pleocroísmo en las epidotas estarían relacionadas con el cambio composicional de Al - Fe y Al - Mn (Deer y otros, 1966).

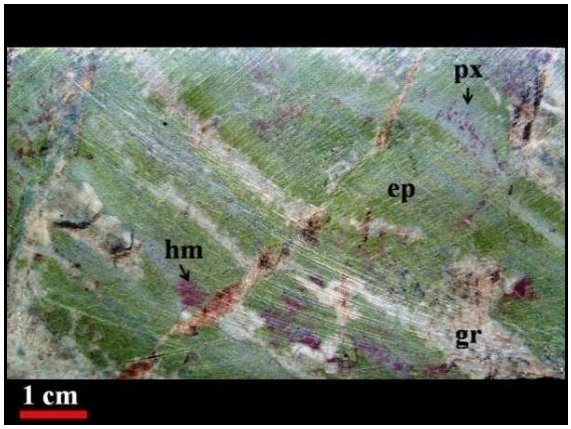


Foto 47. Skarn de granate y diópsido, donde el diópsido (px) es alterado a epidota (ep) atravesado por vetillas tardías de granate café (gr). SS11-22.8 m.

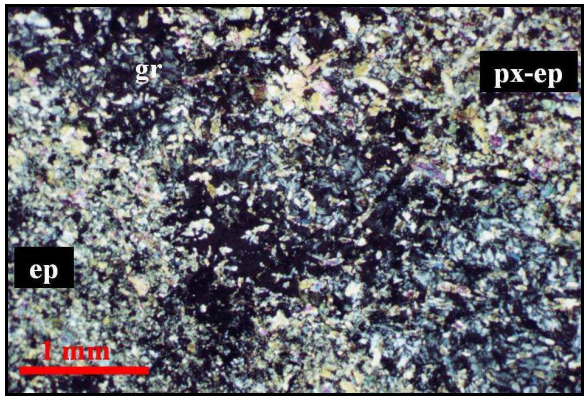


Foto 48. Microfotografía de un skarn de granate (gr) - diópsido (px) retrogradando a epidota (ep). NX. DHB-22-20.2 m.

5.2.2.4 Vetillas de granate o diópsido

Un último pulso generacional de skarnificación se lo evidencia por granates mayormente isotrópicos de color café oscuro a niveles profundos y de color amarillo miel a niveles más someros, en forma de vetillas y rellenando fracturas.

Localmente en tobas finas silicificadas del Nivel 1 en la Mina 28, se ha encontrado vetillas rellenas de granate café que se interconectan con cuerpos de skarn de granate masivo (Foto 49). Este estado posiblemente se deba a la hidrofracturación causada en las tobas silicificadas, consideradas impermeables, producto del pulso skarnificador. Visto en lámina delgada, este proceso de infiltración no genera ningún halo de alteración al contacto con la roca encajante (Foto 50). Las expresiones de granate amarillo miel como vetillas son más evidentes a niveles más someros. Particularmente, en la Mina 28, se reportan vetillas milimétricas orientadas N42°W, rellenas de diópsido de color celeste claro a verdoso, localmente con cuarzo, estas fracturas al intersecarse con otro sistema de fracturas N45°E, pueden formar zonas mineralizadas. La posteridad de este evento se evidencia porque estas vetillas cortan a los skarn considerados primarios (Foto 45).

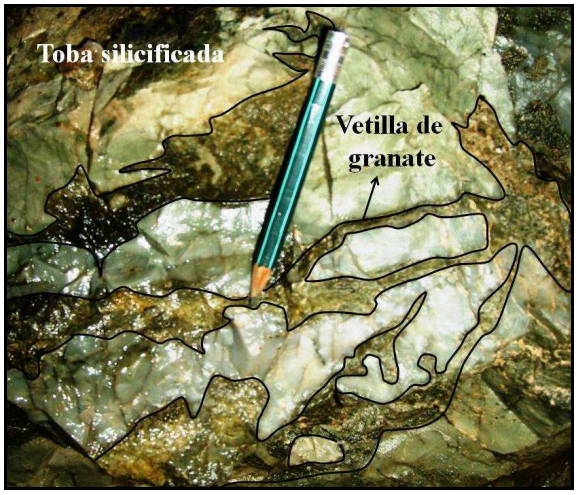


Foto 49. Vetillas rellenas de granate en tobas finas silicificadas. Mina 28.

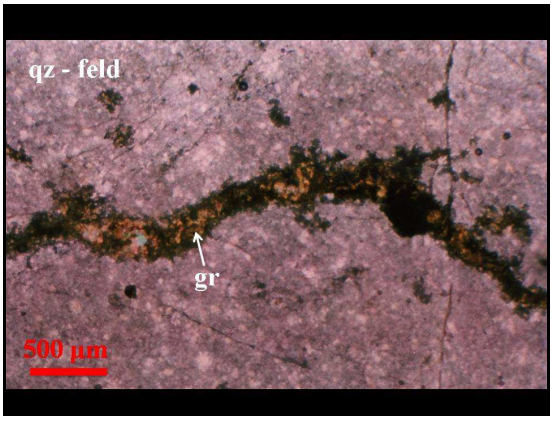


Foto 50. Microfotografía de una vetilla rellena de granate (gr) que atraviesa una toba fina silicificada con cuarzo (qz) y feldespato (feld). NX. SS01-59 m.

5.2.2.5 Lentes con cuarzo - granate amarillo miel y/o granate verde oliva

Son muy comunes en la Mina 28 (Figura 14), específicamente en el Nivel 1, entre el piso de brecha basal y las fallas subhorizontales al techo. Estos lentes se presentan de formas alargadas de tamaños centimétricos a decimétricos, discontinuos, concordantes con la estratificación encajantes en el skarn de granate < piroxeno.

Estos lentes conforman una asociación paragenética dispuesta desde el centro hacia los bordes con **cuarzo - granate amarillo miel - granate verde oliva** (Foto 51), restringido a la parte centro-norte de la Mina 28. El granate amarillo miel y verde oliva se generan como producto de la alteración retrógrada del granate café oscuro. El granate retrógrado presenta cristales euhedrales mayormente isotrópicos y no alterados. La variedad paragenética de **cuarzo - granate verde oliva** (Foto 52) ha sido observada en la Mina 28 junto a zonas de falla mineralizantes. El color verde oscuro posiblemente se deba a un incremento en la concentración de Cr (Deer y otros, 1966). En skarns de granate masivo también se pueden generar zonas de stockwork con rellenos de cuarzo lechoso y halos de granate verde oscuro (Foto 53) que pueden prolongarse varios metros hasta desaparecer por completo.

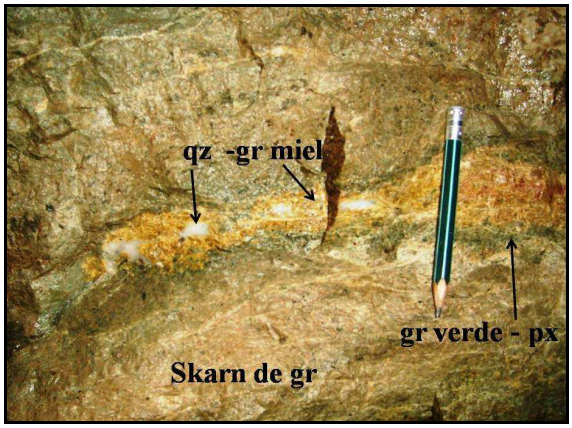


Foto 51. Lente con zonación cuarzo - granate amarillo - granate verde - px en un skarn de granate masivo. Mina 28.

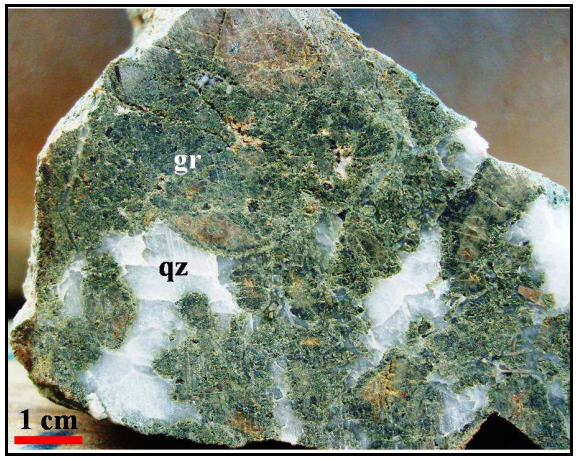


Foto 52. Skarn de granate verde oliva (gr) junto con cuarzo (qz). Mina 28.

En general estas paragénesis localmente generan zonas de bonanza limitadas al techo por fallas subhorizontales aunque en ciertos lugares también sobre estas. En la Mina 28 estas paragénesis tienen una disposición errática asociadas con sistemas estructurales mineralizantes y alojados en cuerpos masivos de skarn de granate < piroxeno. Esta disposición mineralógica refleja claramente un típico modelo de zonación donde los minerales depositados reflejan diferentes estados y temperaturas.

Foto 53. Stockwork con cuarzo lechoso que genera halo de granate verde. Mina 28. Tomado de Meinert (2006).

5.2.2.6 Alteración clorita - tremolita - calcita

Esta alteración es común en rocas skarnificadas más profundas (Mina 28) (Figura 14), se origina expresamente por la retrogradación del la asociación prograda granate café oscuro - piroxeno verde pálido a una paragénesis de granate café claro - clorita - tremolita - calcita ± hematita (Foto 54). Este tipo de alteración se acentúa mayormente en los contactos de skarns de granate café oscuro con tobas blancas silicificadas. En cuerpos bandeados de skarn de granate café oscuro con piroxeno verde pálido, está alteración afecta a los horizontes de piroxeno. En el Sector Central a niveles profundos se reporta como el diópsido ha sido directamente cloritizado (Hartmann y otros, 1995).

En lámina delgada está alteración hace ver a la muestra como sucia y no definida, donde sobresalen relictos de granates con bordes cloritizados y calcificados, en una matriz con relictos de diópsido alterado a clorita - tremolita y calcita (Foto 55). Este tipo de rocas con esta alteración han reportado oro fino. Esta alteración es sobreimpuesta por una alteración posterior de adularia.

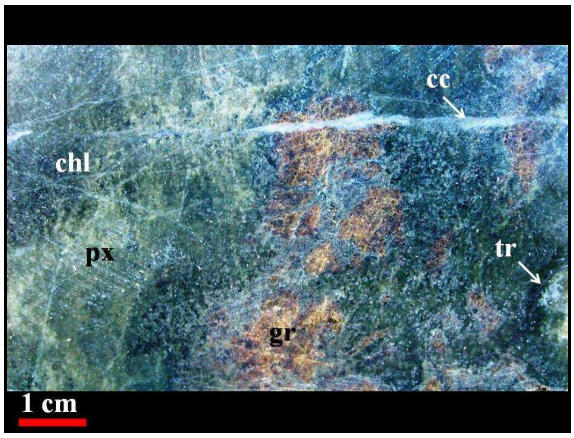


Foto 54. Skarn de granate (gr) y piroxeno (diópsido=px) alterado a clorita (chl), tremolita (tr) y calcita (cc). SS04-110.5 m.

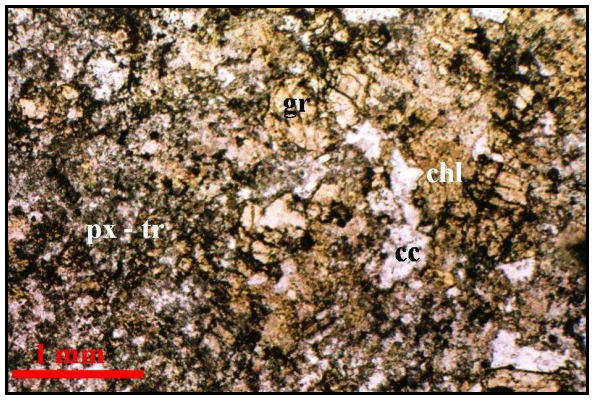


Foto 55. Microfotografía de un skarn de granate (gr) y diópsido (px) alterado a clorita (chl), tremolita (tr) y calcita (cc). SS02-181.5 m

5.2.3 ADULARIZACIÓN

La alteración de adularia se presenta en diferentes grados a lo largo de toda la concesión, mostrándose de variadas maneras como: en vetillas, en lentes, en contactos litológicos, reemplazando clastos o matriz y en forma pervasiva en ciertos minerales silíceos. El feldespato de potasio del Sector Central ha sido analizado por difracción de rayos X definiendo a una microclina intermedia (Prodeminca, 2000). La distribución espacial y la relación con la mineralización aurífera, principalmente en la Mina 28, definen las siguientes paragénesis características:

5.2.3.1 Cuarzo - adularia - granate verde oliva y/o granate amarillo miel

Esta paragénesis (adularia, cuarzo, granate verde oliva, granate amarillo miel) (Foto 56) se torna controversial, ya que la presencia de granate verde oliva y granate amarillo miel evidencian un estado de retrogradación aún de alta temperatura no alcanzable por un estado epitermal. Esta paragénesis es similar a la reportada por Fontboté y otros (2004) en rocas skarnificadas de Campanillas y Guaysimi. En Sultana, se presenta estrictamente al sur de la Mina 28 en el denominado “Nivel -1” (Figura 14) en una capa que consiste de alternancias

centimétricas de skarn de granate café oscuro con tobas finas silicificadas sobre la brecha basal. La adularia es de color rosado claro a intenso acompañada de granate verde oscuro. Esta paragénesis es favorable para la mineralización aurífera siendo controlada por la intersección de fallas y fracturas N35°E y N42°W.

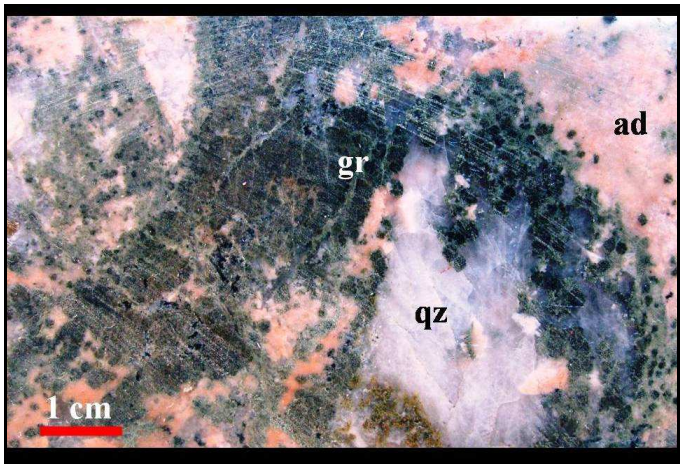


Foto 56. Paragénesis cuarzo (qz), adularia (ad), granate verde y amarillo (gr). SS03-126 m. Mina 28, Nivel (-1).

5.2.3.2 Adularia - clorita - tremolita - calcita

Esta paragénesis se ubica generalmente al contacto entre skarns de granate oscuro y tobas silicificadas con una distribución que va desde adularia (rosada clara o intensa) hasta clorita y tremolita más calcita al contacto con el skarn de granate (Foto 57). Esta paragénesis también puede darse al interior de skarns de granate masivo como lentes, desde un centro de adularia (rosada intensa) con halo de clorita y tremolita más calcita. La principal característica de este tipo de adularia es que se halla íntimamente ligada a la clorita. Esta observación indica que la adularia ha sido contemporánea con el proceso de retrogradación del skarn. Está adularia debió formarse gracias al enriquecimiento de álcalis proveniente de las tobas riolíticas ahora silicificadas. Un tipo de **adularia mate**, de color blanco rosáceo, seria parte del mismo evento, presentándose en forma pervasiva en las tobas silicificadas. En lámina delgada, la adularia presenta parcialmente tonos verdosos con una birrefringencia anómala similar a la calcita

distinguible por la figura óptica, esta característica se da debido a la sobreimpresión que presenta la adularia junto con clorita (Foto 58). Esta adularia microscópicamente se asemeja al tipo Subrómbico descrito por Dong y otros (1995).

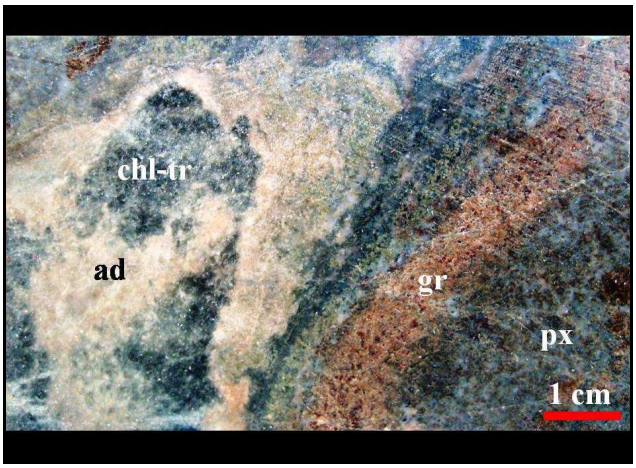


Foto 57. Adularia (ad) blanca - rosada con clorita (chl), tremolita (tr), junto a un skarn de granate (gr) y diópsido (px). SS03-116.6 m.

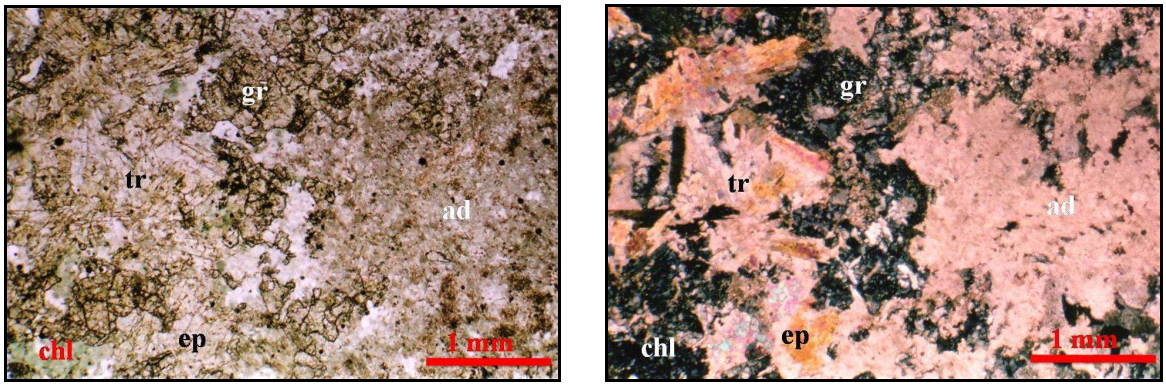


Foto 58. Microfotografía que muestra a la paragénesis adularia (ad), clorita (chl), junto con tremolita (tr), epidota (ep) y granate (gr). N y NX. SS05-35.3 m.

5.2.3.3 Cuarzo - adularia ± clorita

La paragénesis cuarzo - adularia ± clorita podría indicar el inicio de la actividad epitermal. Un ejemplo de este tipo de paragénesis es reportada por Hartmann y otros (1995) en el Sector Central donde el fracturamiento alcanza su máxima intensidad, indican como la alteración de adularia expresa su mayor influencia tanto en forma pervasiva como en forma canalizada en vetillas de adularia +

cuarzo ± oro. Que según zonas locales puede llegar a ser tan extrema transformando al 50% de la roca encajante en adularia. En la Mina 28 la paragénesis cuarzo - adularia se presenta como relleno de lentes en cuerpos de skarn de granate café masivo. En la Foto 59 el oro grueso está junto con cuarzo, clorita y adularia en un lente derivado de una zona de fallas mineralizantes que atraviesa a un skarn de piroxeno y granate.

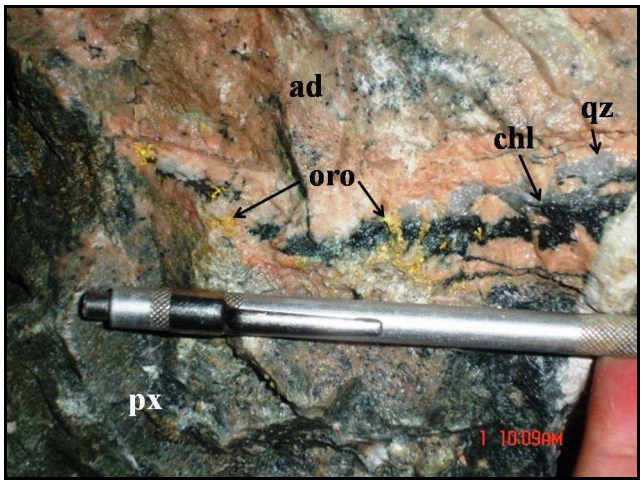


Foto 59. Paragénesis cuarzo (qz), clorita (chl), oro y adularia (ad), en un skarn de piroxeno y granate. Mina 28.

5.2.3.4 Cuarzo - adularia - epidota - pirita ± clorita

Ocurre principalmente en la parte central de la Mina 28, sobre el principal cuerpo de skarn (nivel principal) en facies de skarn de granate café oscuro con tobas blancas silicificadas y localmente en el denominado “Nivel -1” (Figura 14). Esta ocurrencia se ha canalizado a lo largo de fallas mineralizantes N45ºE que ha generado una paragénesis de cuarzo + adularia + epidota ± clorita ± tremolita ± pirita ± oro en forma de vetas, restringido a la zona de falla (Foto 60). En muestra de mano la epidota se presenta en cristales prismáticos alargados de hasta 1 cm de color verde marrón a verde amarillento. Los cristales de epidota pueden formar texturas fibrosas y divergentes así como también granulares. Está paragénesis se prolonga lateralmente en el orden decimétrico a métrico a lo largo de los contactos entre skarns de granate y piroxeno con tobas silicificadas. En lámina delgada, la adularia se muestra con cristales euhedrales (200 µm), birrefringencia

baja, inalterada, y por lo tanto posterior a los eventos de retrogradación del skarn (Foto 61). En esta misma foto se puede notar a la tremolita en cristales prismáticos alargados junto a la calcita y clorita como productos de alteración del diópsido. Esta adularia microscópicamente se asemeja al tipo Rómbico descrito por Dong y otros (1995).

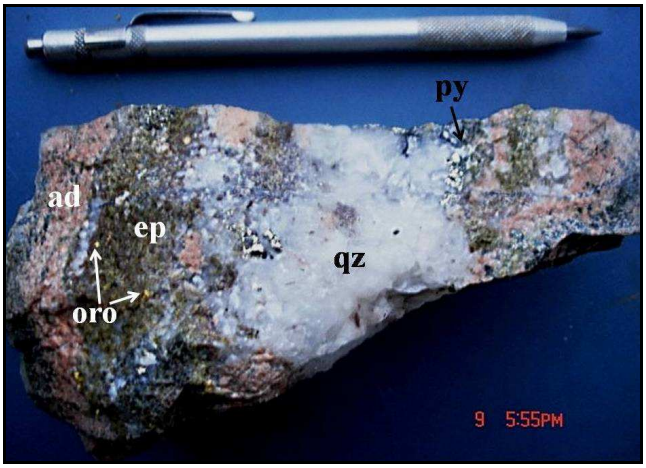


Foto 60. Veta con cuarzo (qz), pirita (py), epidota (ep), oro y adularia (ad). Mina 28.

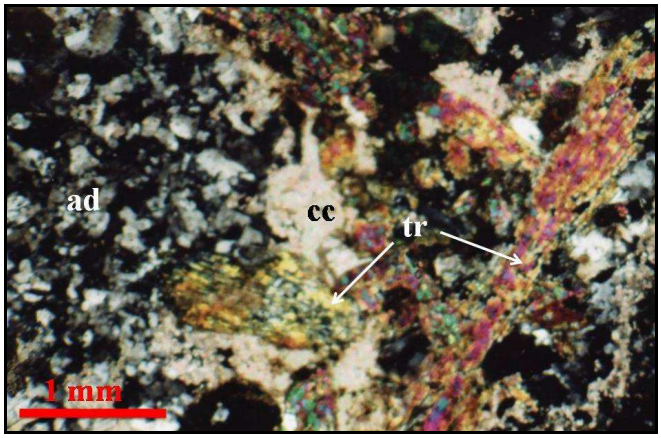


Foto 61. Microfotografía con cristales euhedrales de adularia (ad) inalterados, en un skarn intensamente retrogradado a clorita (chl) - tremolita (tr) - calcita (cc). NX. SS01-105.4 m.

5.2.3.5 Adularia de reemplazamiento

La adularización afecta selectivamente a componentes individuales de las rocas piroclásticas (clastos - matriz), sobreimponiéndose al estado progrado de la skarnificación siendo más evidente a niveles más someros. En rocas más

profundas se evidencia un reemplazamiento masivo en rocas piroclásticas de la Subunidad Brecha Basal cerca de fallas adularizantes.

La Foto 62 muestra como la matriz de una brecha piroclástica, tomada de la brecha basal en el nivel (-1) de la Mina 28, ha sido intensamente adularizada y posteriormente es alterada propilíticamente (vetillas de clorita - pirita). En brechas skarnificadas y epidotizadas a niveles más someros, esta alteración provoca una adularización intensa a ciertos clastos (Foto 63). En la Mina Bruce la adularia es muy restringida, tan solo como vetillas en rocas skarnificadas (diópsido) (Foto 64) y rocas epidotizadas (Figura 15) o reemplazando clastos selectivos en brechas volcanoclásticas.

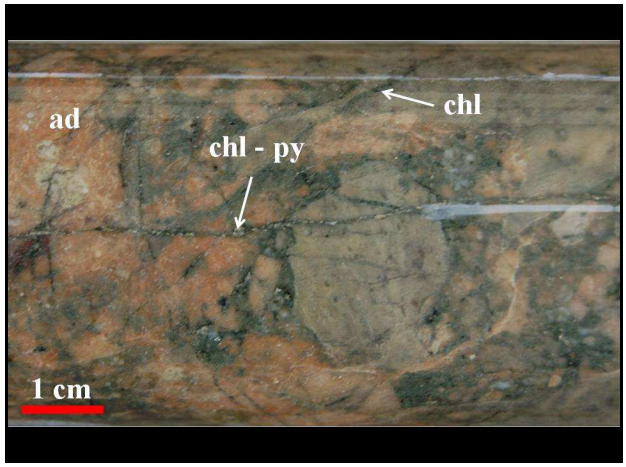


Foto 62. Vetilla de clorita (chl) - pirita (py) se sobreimpone a la alteración de adularia (ad) en una brecha volcanoclástica con matriz adularizada. SS04-119 m. Tomado de Meinert (2006).

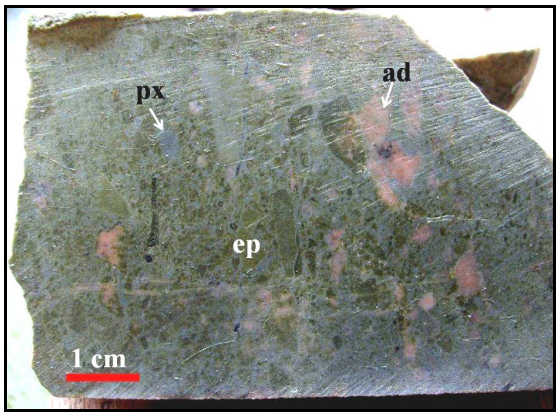


Foto 63. Brecha sedimentaria skarnificada (diópsido=px), epidotizada (ep) y con clastos selectivos adularizados (ad). SS11-34 m.

Foto 64. Vetillas de adularia cortan a un skarn de piroxeno (diópsido). Mina Bruce.

5.2.3.6 Adularia - cuarzo - pirita

Según Hartmann y otros (1995), la andesita Fortuna y la andesita subvolcánica, desde el Sector Central hasta el Sector Norte, han sido intensamente cortadas por delgadas y altamente canalizadas vetillas de adularia - cuarzo - pirita. Estos autores reportan en el Sector Central una concentración de vetillas de cuarzo - adularia - pirita y vetillas de adularia - epidota - calcita tanto en el Sector Central como en el Sector Toscón. Está paragénesis presenta una mineralización alojada en la pirita.

5.2.4 PROPILITIZACIÓN

La alteración propilítica se expresa por la asociación **clorita ± epidota ± tremolita ± pirita ± calcita ± cuarzo** en vetillas. Al Este del Sector Toscón las andesitas Fortuna son propilitizadas intensamente con clorita, tremolita, epidota y en profundidad con un sistema de stockwork anastomosado con clorita, calcita, tremolita, cuarzo y pirita (Hartmann y otros, 1995). Esta alteración afecta a rocas volcanoclásticas gruesas donde los clastos (Foto 65) o la matriz son intensamente cloritizados. En rocas tobáceas de grano fino a medio, se genera un grado de cloritización y tremolitización que afecta a las plagioclasas también asociado con pirita (Foto 66.)

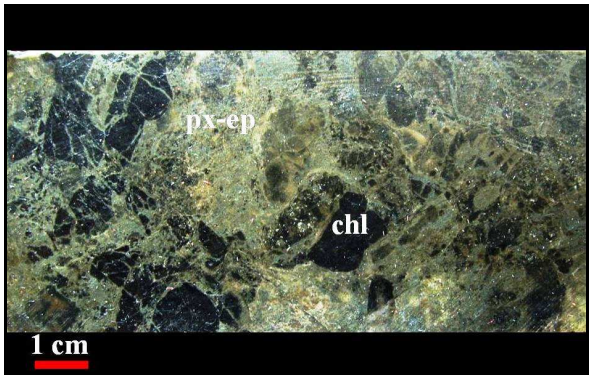


Foto 65. Brecha volcanoclástica skarnificada (diópsido=px, epidota=ep) con una intensa cloritización (chl). SS11-40.5 m.

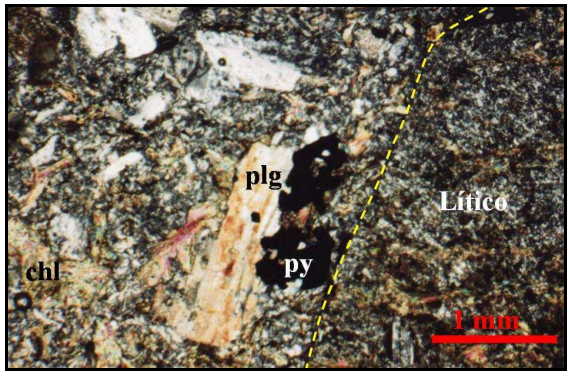


Foto 66. Microfotografía de una brecha volcanoclástica con alteración clorítica (clorita=chl - pirita=py). Sector Toscón.

5.2.5 SISTEMA DE VETILLAS

De acuerdo a reportes de Hartmann y otros (1995), la alteración sericítica expresada en forma de vetillas está concentrada dentro de la estructura circular que forma la andesita subvolcánica (Mapa 5) y también es reportada de varios pozos exploratorios al Noreste de la concesión. En la parte alta del cerro Sultana, los mismos autores reportan un sistema de vetillas con **cuarzo y pirita con halos de sericita**, siendo estéril en oro a lo largo de toda la concesión. En el Sector Toscón, en la parte alta de la Quebrada Nola, al contacto con las andesitas Fortuna (Mapa 6), se evidencian tobas blancas altamente seritizadas muy deleznables, en una zona con abundante vetilleo de cuarzo y pirita.

La proyección del sistema estructural de la Mina 28 en superficie, al contacto entre la andesita Fortuna y las tobas de la Subunidad Toscón genera un cuerpo de unos cinco metros de espesor de **barita masiva con pirita** diseminada y en vetillas. Este cuerpo vendría a ser la expresión superficial del sistema epitermal que ha generado parte de la mineralización en la Mina 28. Hartmann y otros (1995) reportan en el pozo BH11 del Sector Central a una profundidad de 127 m, una asociación de vetillas de **adularia con yeso y anhidrita** (sulfatos de calcio), dispuestas concordantemente a la estratificación, hospedadas en tobas laminadas silicificadas pertenecientes a la Subunidad Robín. Según Hartmann y otros (1995), la presencia rara de estos minerales epitermales de baja temperatura, demuestran ser minerales primarios y no como productos secundarios de alteración.

En la Mina 28, se evidencian vetillas milimétricas de **cuarzo portador de oro** posiblemente contemporáneas con la paragénesis cuarzo - granate. Vetillas rellenas de **cuarzo - calcita** (Foto 67) cortan a la paragénesis de cuarzo - granate verde oliva - granate amarillo. Las relaciones de corte en la Mina 28 muestran a vetillas de cuarzo cortadas por vetillas de **pirita - calcita**, otras vetillas son **calcita - pirita - cuarzo**, **calcita - pirita - hematita**, **calcita - clorita y calcita**. De manera muy general se puede caracterizar a las vetillas con cuarzo afines con

un sistema estructural de orientación NE-SW, mientras que las vetillas con pirita tienen una dirección preferencial N-S y para las vetillas con calcita se direccionan en fracturas NW-SE y en fallas subhorizontales.

Las vetillas con **cuarzo - pirita** pueden forman un halo de silicificación de hasta 20 cm en la roca encajante. Esta silicificación es de color gris, gris oscuro, gris verdoso, evidenciado en cuerpos de skarn masivos al Este de la Mina 28 en fracturas N-S y en fallas subhorizontales. El sistema de fallas subhorizontales presenta un relleno con **cuarzo - calcita - clorita - pirita ± esfalerita ± galena**.

En la Mina Bruce, el oro se aloja en vetillas milimétricas de cuarzo ahumado cristalino y al igual que en la Mina 28, se tienen principalmente vetillas secundarias con calcita + cuarzo, cuarzo + calcita + pirita, cuarzo + pirita y calcita. Las vetillas de **pirita** están cortadas por vetillas tardías de cuarzo + pirita (Foto 68). Una última generación de vetas y vetillas de **cuarzo estéril** en oro de tamaños milimétricos a centimétricos cortan a vetillas rellenas de clorita + epidota (Foto 69). Al Noreste de la Mina Bruce, se ha intersecado en una perforación a vetillas con **calcopirita ± pirita**, donde la calcopirita se altera a malaquita (Foto 70).

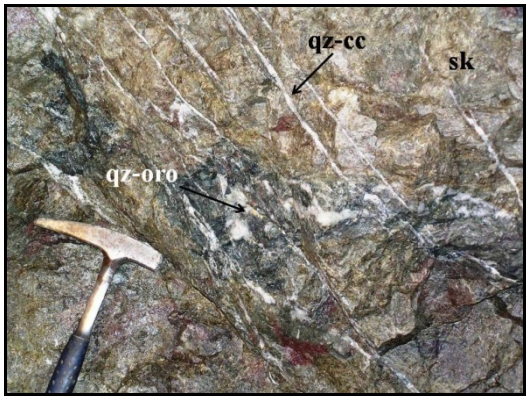


Foto 67. Vetillas de cuarzo (qz) y calcita (cc) cortan a lentes mineralizados de cuarzo y oro. Mina 28.

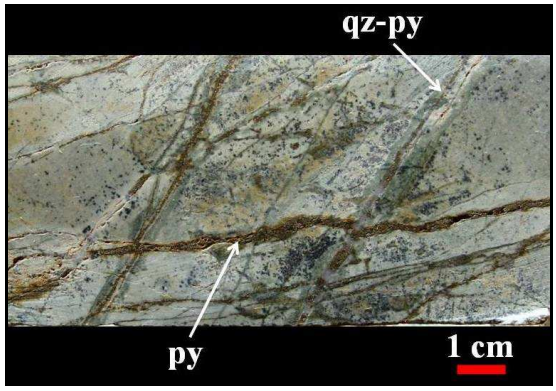


Foto 68. Vetilla de cuarzo (qz) y pirita (py) que corta a una vetilla de pirita. SS10-28.6 m.

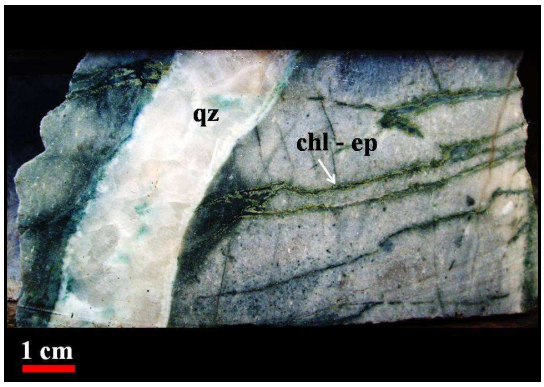


Foto 69. Vetillas de clorita (chl) - epidota (ep), cortan a una veta de cuarzo (qz) en una toba fina silicificada. SS05-34.2 m.

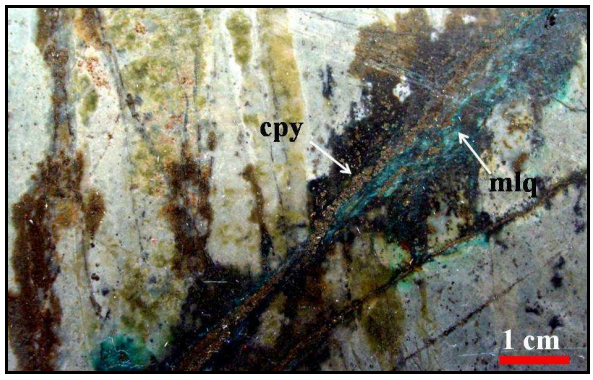


Foto 70. Vetilla rellena de calcopirita (cpy) con alteración a malaquita (mlq). SS10-41.8 m.

En resumen las siguientes secuencias paragenéticas de vetillas han sido identificadas:

1.- Granate - piroxeno

2.- Cuarzo

3.- Cuarzo – adularia, cuarzo – adularia – epidota - pirita – calcita

4.- Cuarzo- calcita, cuarzo - pirita - clorita, pirita – clorita – calcita, pirita

5.- Epidota - clorita - pirita

6.- Pirita - sericita

7.- Adularia

8.- Pirita - calcopirita

9.- Cuarzo – clorita

10.- Cuarzo – pirita

11.- Cuarzo

12.- Calcita o cuarzo – calcita

5.3 MINERALIZACIÓN

La mineralización de oro en Sultana se revela por varias anomalías a lo largo de toda la concesión, siendo al momento el único mineral de interés. En la Mina Bruce, la principal mineralización está relacionada a vetillas con espesores milimétricos a centimétricos, mineralógicamente constituidas por **cuarzo ahumado cristalino ± oro**, en ocasiones con oro milimétrico fácilmente visible, rellenan

fracturas paralelas al principal sistema estructural de fallas N-S alojados en los cuerpos de skarn de granate café claro y piroxeno. Particularmente, se ha observado en la Mina Bruce, la ocurrencia de oro fino en cuerpos masivos de skarn de diópsido de color celeste claro (**diópsido ± oro**). En lámina delgada (muestra DHB-8-15.3, ver anexos) el oro se muestra de forma anhedral con un tamaño de hasta 1 mm dispuesto sobre cristales alargados de diópsido. El origen del oro es un tanto incierto, ya que podría ser producto del último estado prograd del skarn (cristalización de diópsido) o pudo ser depositado durante la etapa de retrogradación; está ocurrencia aurífera no evidencia una paragénesis asociada como vetillas u otros minerales relacionados (Foto 71). De igual manera también se ha observado oro fino en capas laminadas de espesores centimétricos de diópsido y epidota (laminados de color celeste claro y verde claro), siempre el oro dentro del skarn de diópsido.

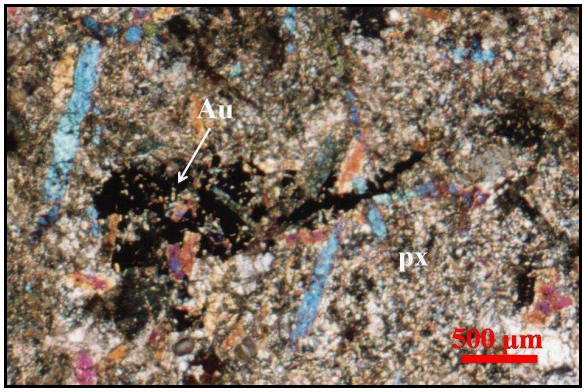


Foto 71. Microfotografía que indica la presencia de oro (Au) intersticial en un skarn de diópsido (px). NX. DHB-8-15.3 m.

En la Mina 28, oro nativo grueso de hasta algunos milímetros de tamaño, se encuentra hospedado en lentes alargados concordantes con la estratificación, de tamaños milimétricos hasta decimétricos con **cuarzo - granate verde y/o granate amarillo ± oro** (Foto 51, 57 y 72); estos cuerpos están restringidos al Nivel 1, sobre la brecha basal y a la parte centro - norte de la Mina 28, mientras que hacia el lado sur, siguiendo el mismo estrato y en las capas superiores, se tiene generalmente una paragénesis aurífera relacionada con **cuarzo - adularia ± clorita ± oro**. En la Mina 28 en el denominado “Nivel -1”, la mineralización tiene una restricción espacial característica relacionada a la paragénesis **cuarzo - adularia - granate verde oliva ± granate amarillo miel ± oro**.

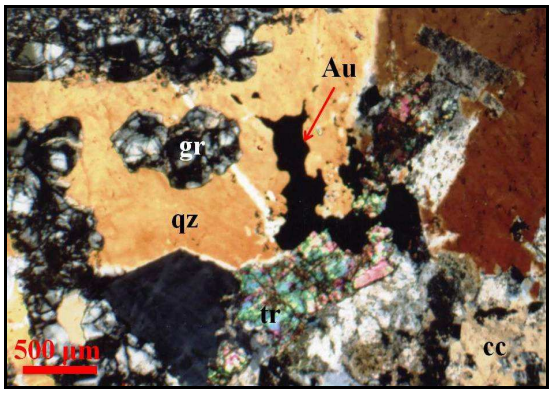


Foto 72. Microfotografía con cuarzo (qz) - tremolita (tr) - calcita (cc) - oro (Au) en un skarn de granate (gr). NX. DHB-17-11.7 m.

Esta situación puede explicarse por un cambio lateral de facies de Norte a Sur de un skarn de granate y piroxeno hacia alternancias de skarn de granate con tobas finas silicificadas, El control litológico influye de cierta manera, ya que al Este de la Mina 28 también se dan alternancias de skarn con tobas silicificadas pero sin adularización, por lo tanto el complemento de control es el estructural, ya que hacia el Sur de la Mina 28, empiezan un sistema estructural de orientación NW-SE y justamente ahí es donde empiezan aparecer asociaciones paragenéticas de adularia.

En la Mina 28, se evidencia oro fino (hasta 1 mm) junto a **piroxeno ± clorita ± tremolita ± calcita ± hematita ± oro**, donde el oro tiene un origen incierto ya que podría ser parte de la retrogradación del skarn donde los cristales de diópsido se alteran a clorita, tremolita y calcita (Foto 73), similar a la ocurrencia en la skarns de diópsido en la Mina Bruce. Otra paragénesis aurífera característica en la Mina 28 está representada por **cuarzo - adularia - epidota - pirita ± clorita ± oro** (Foto 60 y 63), en forma de vetas centimétricas o en cuerpos y lentes alargados concordantes con la estratificación de tamaños centimétricos a decimétricos. El oro es principalmente grueso (hasta 5 mm). La mineralización no necesariamente está concentrada en la adularia pero está constituye una guía para la exploración.

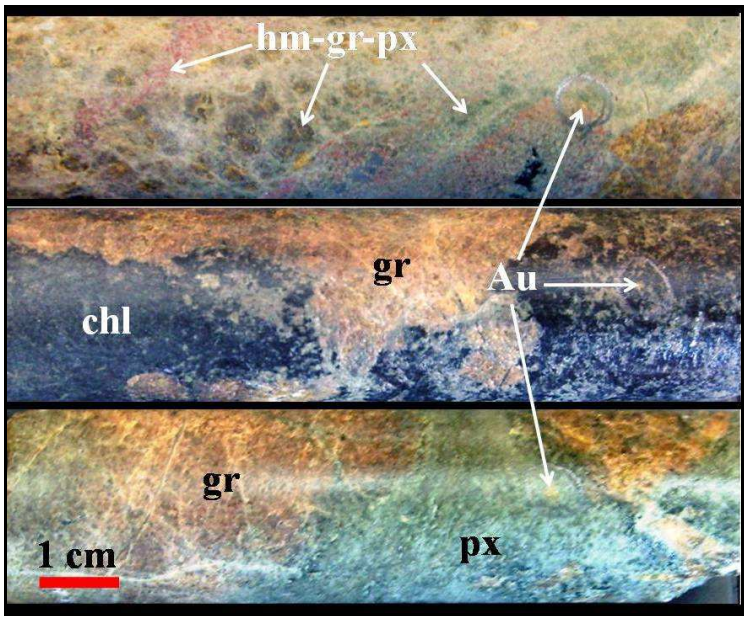


Foto 73. Oro fino en skarn de granate (gr) - diópsido (px) - clorita (chl), relacionado posiblemente a la retrogradación del skarn. Mina 28.

Según Hartmann y otros (1995), la mineralización aurífera en el Sector Central ocurre en una delgada veta de unos pocos centímetros de espesor compuesta por **adularia - cuarzo - calcita - pirita ± oro** con limitadas zonas de bonanzas con oro diseminado. Esta mineralización está relacionada con una fractura de rumbo N40ºE buzando al SE que corta a unas capas de tobas arenosas verdes masivas de epidota con intercalación métrica de tobas finas verdosas laminadas y microbrechas volcanoclásticas. Hartmann y otros (1995) reportan vetas en el Sector Central constituidas por **tremolita - actinolita ± oro**, de espesores milimétricos, posiblemente el oro como resultado de una removilización y redepositación.

La mineralización en el Sector Toscón ocurre en skarns de epidota < piroxeno, siendo el oro alojado dentro de la pirita (<20 µm) (Hartmann y otros, 1995). Concentraciones mayores aunque esporádicas están relacionadas con la Falla Toscón que constituyen dos fracturas dominantes de rumbo N10ºW buzando al W y separadas de unos pocos metros. Otro sistema estructural de dirección NE-SW presenta un enriquecimiento en pirita aurífera que por procesos supergénicos ha generado la asociación mineralógica **pirita - óxidos de hierro - óxidos de manganeso ± cuarzo ± oro** libre de espesores centimétricos a decimétricos y

localmente formando núcleos lenticulares de pirita masiva. En el Sector Toscón las zonas cizalladas presentan una epidotización de la roca milonitizada que atraviesa tanto a tobas finas como a brechas volcanoclásticas.

En el Sector Central, específicamente hacia la quebrada Henry, se evidencia indicios de sulfuros (esfalerita, pirita, galena, calcopirita) en forma de vetillas delgadas o en forma diseminada. Hartmann y otros (1995) han reportado concentraciones con un máximo de hasta 2.6% de cobre. En el Sector Toscón, el oro está asociado a la mineralización de pirita y calcopirita más pequeñas cantidades de esfalerita, galena, bismutina y teluluros (Hartmann y otros, 1995).
La pirita está presente a lo largo de toda la concesión, pero más predominante en el Sector Toscón como "pockets" o diseminado en tobas epidotizadas (Foto 74), también rellenando vetillas. La pirita en lámina delgada muestra una textura porosa irregular, ya sea diseminada o rellenando vetillas (Foto 75). Según Hartmann y otros (1995), la asociación calcopirita + esfalerita + diópsido ± granate como "pockets" en cuerpos de skarn, hace presumir que la mineralización de calcopirita y esfalerita ha sido parte del proceso de skarnificación. Las leyes auríferas en Sultana son erráticas, en ocasiones se han encontrado zonas de bonanza con leyes mayores a 1000 gr/tn, con oro grueso visible a simple vista, pero en general se mantiene una rango que va desde los 10 gr/tn hasta los 30 gr/tn.

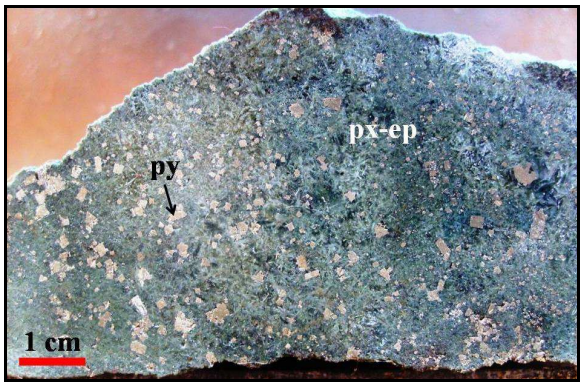


Foto 74. Toba skarnificada (px = diópsido), epidotizada (ep = epidota) con pirita diseminada (py = pirita). Sector Toscón.

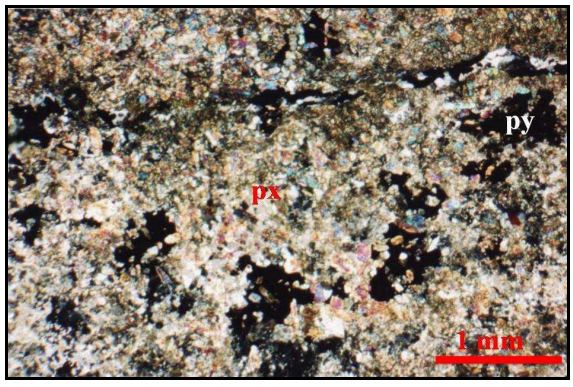


Foto 75. Microfotografía que muestra un skarn de diópsido (px) con pirita (py) diseminada y en vetillas. NX. SS02-103.2 m.

La litología que aloja la mineralización aurífera muestra potencias de hasta 8 m, estos cuerpos mineralizados se encuentran a profundidad por lo que se requiere

una explotación subterránea a diferencia del Sector Toscón donde por efectos de enriquecimiento supergénico localmente la mineralización podría ser explotada a cielo abierto.

5.4 MODELO DE ZONACIÓN DE MINERALES DE SKARN

La zonación en cristales de granate se evidencia por sobrecrecimientos de bandas isotrópicas (más andradítico?) aleatorios con bandas anisotrópicas (más grosularítico?) que muestra la sobreimpresión de un fluido reactivo (Foto 76). Localmente los núcleos de los granates están alterados a clorita, calcita ± hematita durante la alteración retrograda con bordes de granates inalterados o a su vez los bordes junto a vetillas hidrotermales generan coronas de anisotrópicas en cristales de granate isotrópicos (Foto 77).

La zonación de estos cristales de granate registran progresivamente los cambios en las condiciones fisicoquímicas de los fluidos metasomáticos según lo expuesto por Villaseñor y otros (2000).

Foto 76. Granate (gr) que muestra una zonación concéntrica. NX. DH28-39-8.5 m.

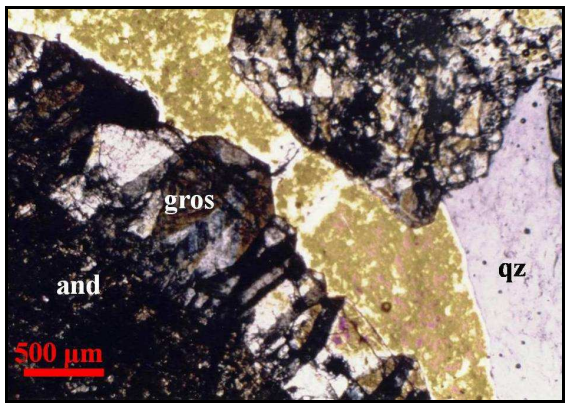


Foto 77. Granate prograd (and=andradita?) con bordes retrogradados (gros=grosularita?) en contacto con una vetilla hidrotermal de cuarzo (qz). NX. M28-2

Para caracterizar la zonación del skarn en Sultana, se ha evaluado la abundancia relativa de los principales minerales de skarn (granate, diópsido y epidota), en relación con la profundidad (Figura 16). Los valores de abundancia están en

porcentajes y representan una aproximación cualitativa del contenido mineralógico de los minerales de skarn. De acuerdo a la proporción granate - diópsido - epidota, se identifican 3 zonas de acuerdo al mineral dominante, estas zonas están identificadas con referencia al lugar tipo como: zona de granate (Mina 28), zona de diópsido (Mina Bruce) y zona de epidota (al Sur del Sector Toscón).

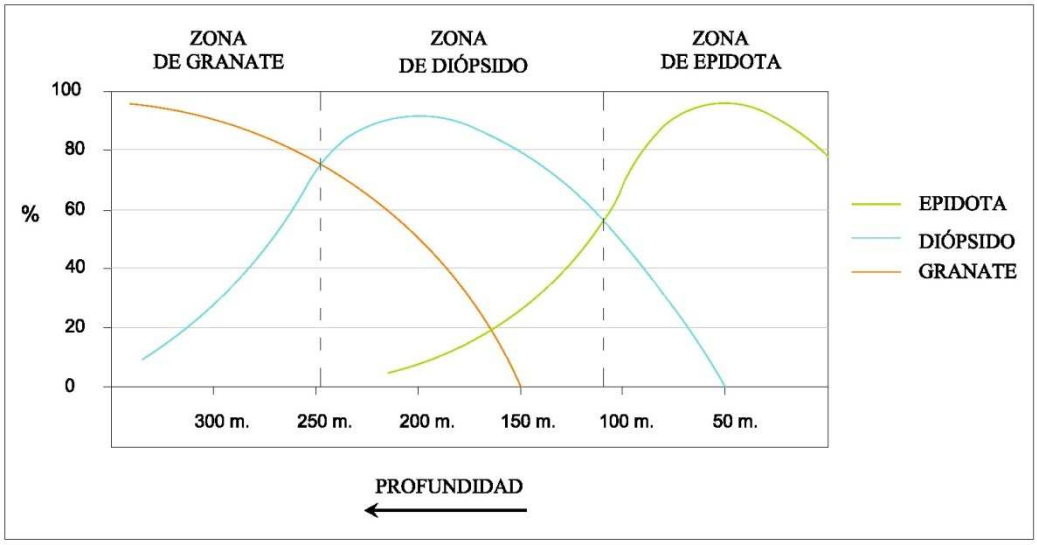


Figura 16. Relación entre la abundancia relativa de minerales de skarn (granate, diópsido y epidota) con la profundidad.

El granate, indistintamente de la composición química, muestra un progresivo decrecimiento conforme se aproxima a la superficie, desde la zona de granate hasta la zona de diópsido. Con referencia a la coloración del granate tiene una relación directa con la profundidad, es decir, el granate café oscuro - rojo se encuentra en zonas más profundas y va progresivamente cambiando a tonalidades más claras hasta un color blanco a niveles más someros. La composición química tanto del granate, piroxeno y epidota, no está disponible, pero de acuerdo al marco teórico, se identifica al granate oscuro con un contenido de Fe cambiando a granate claro con un contenido de Mg, es decir, una variación desde un granate más andradítico hasta un granate más grosularítico. A niveles más profundos, la predominancia de granate oscuro (más andraditico) podría indicar condiciones de alta fugacidad de oxigeno aplicando lo expuesto por Yardley (1991) en Villaseñor y otros (2000).

De igual manera, indistintamente de la composición química, el diópsido muestra un progresivo incremento desde la zona de granate hasta un máximo en la zona de diópsido, decreciendo paulatinamente conforme se acerca a la superficie en la zona de epidota. La variación en la coloración del diópsido, no es claramente apreciada y se podría caracterizar al diópsido más profundo con tonos verdosos pálidos hacia tonos más claros azulados a nivel más somero. En la zona de la Mina Bruce, el diópsido está mejor conservado, a diferencia de la Mina 28, donde el diópsido está mayormente alterado a minerales hidratados como clorita y tremolita y calcita. La epidota, como parte del proceso de retrogradación del skarn prograd, muestra un progresivo aumento desde la zona de diópsido hasta la zona de epidota. La epidota en la zona de granate, sería parte de una alteración hidrotermal posterior a la formación del skarn en una paragénesis junto con adularia.

La Figura 17 muestra la relación entre la abundancia relativa de adularia, clorita y tremolita a lo largo de todos los sectores. Al igual que en el gráfico anterior, los valores de abundancia están en porcentajes y representan una aproximación cualitativa del contenido mineralógico de los minerales en cuestión. Tanto la adularia, clorita y tremolita, aparecen en todos los sectores. Característicamente la adularia muestra un incremento considerable en el Sector Central en comparación con los otros sectores, según (Hartmann y otros, 1995) la adularia en este sector es altamente canalizada y pervasiva a lo largo de contactos litológicos e inconformidades, formándose aureolas alrededor de la zona estructural alimentadora. La abundancia localizada de adularia, posiblemente indique, que el Sector Central, estaría localizado sobre algún foco epitermal, a diferencia del Sector Toscón donde el contenido de adularia disminuye. La adularia en general es de color rosado, variando a tonalidades más claras o más intensas, pero la coloración en sí, no se enmarcan dentro de una distribución espacial o zonación, tan solo podría ser consecuencia de los múltiples pulsos epitermales.

La caracterización cualitativa de la alteración retrograda y/o propilítica, tomando tan solo a los minerales de clorita y tremolita, muestran un relativo incremento

desde el Sector Norte hasta el Sector Toscón. Por lo tanto esta distinción, muestra una relación indirecta, con la zonación del skarn, ya que la alteración retrograda y/o propilítica es más intensa en las zonas más altas.

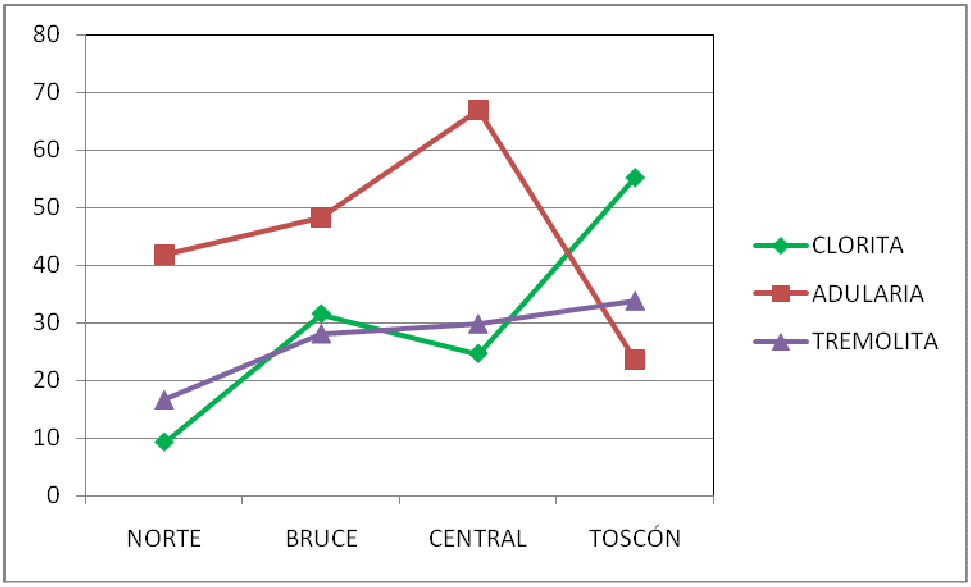


Figura 17. Abundancia relativa de adularia, clorita y tremolita en los Sectores Norte, Bruce, Central y Toscón.

El modelo de zonación del skarn (Figura 18), muestra un incremento en el grado de skarnificación conforme se profundiza. Así, desde el sector Norte hasta el Sector Central a niveles profundos se presenta un dominio de granate café oscuro < diópsido. De igual manera, a niveles más someros desde el Sector Norte hasta el Sector Central se evidencia una asociación mineralógica dominante compuesta por granate café claro - diópsido y epidota, dándose una progresiva disminución de granate hasta su desaparición. Conforme se avanza a superficie, la asociación diópsido y epidota es predominante, progresivamente se da una disminución del diópsido hasta su desaparición. La parte más superior del sistema lo conforma un dominio propilítico con epidota. Las andesitas Fortuna presentan una intensa alteración propilítica (Hartmann y otros, 1995). El modelo de zonación de los minerales de skarn daría cuenta de que la zonación en Sultana es casi vertical con una ligera tendencia lateral hacia el Sur.

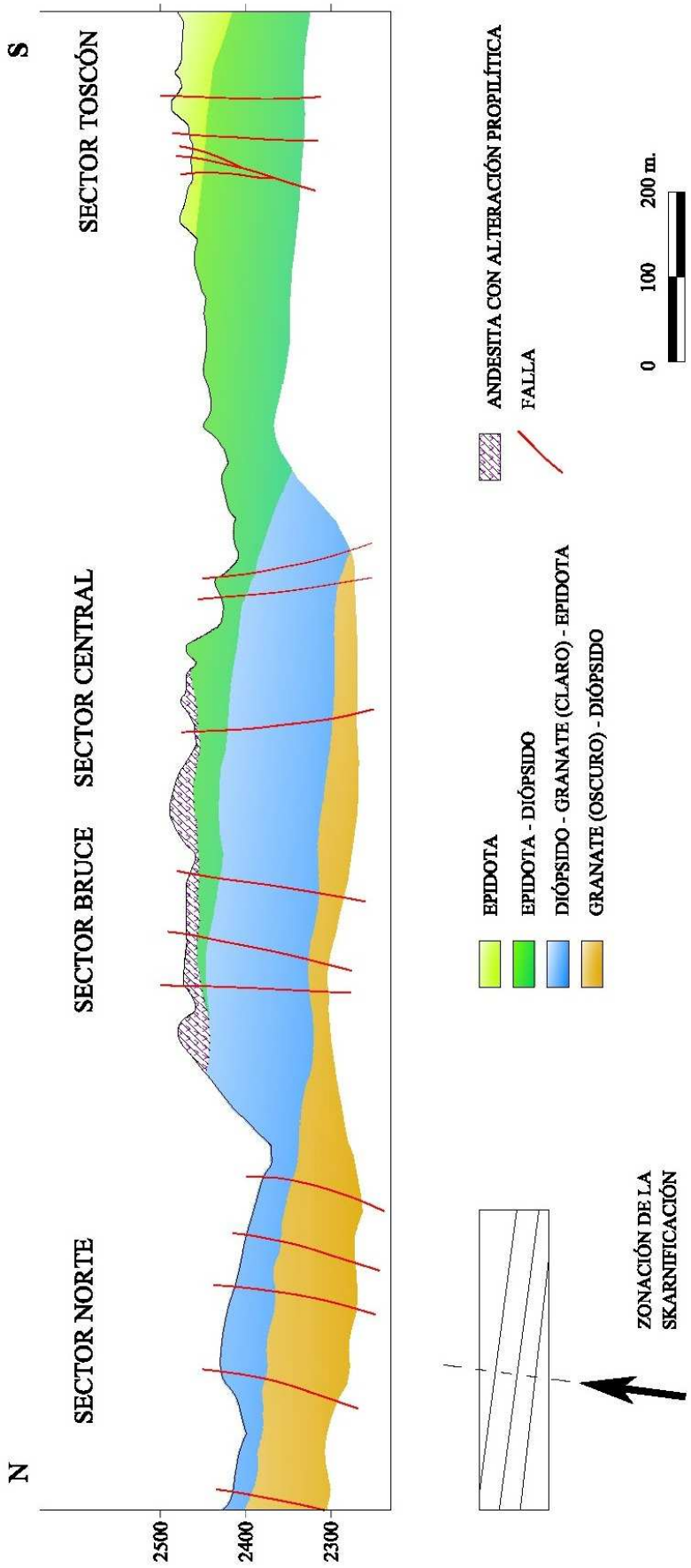


Figura 18. Modelo de zonación del sistema de skarn en Sultana

CAPÍTULO 6: CONSIDERACIONES METALOGÉNICAS

6.1 CONTROLES PARA LA MINERALIZACIÓN

6.1.1. CONTROL LITOLÓGICO

Para entender, como los procesos de alteración y mineralización han sido influenciados por la litología, es necesario caracterizar el origen, el tipo, la composición y el ambiente de depositación del protolito.

La secuencia litoestratigrafica muestra claramente la distinción entre litologías, que pueden variar entre permeables y/o reactivas y las que no lo son, dando como resultado una alteración selectiva obedeciendo a un patrón composicional del protolito. Hartmann y otros (1995) han considerado una fuente volcánica distal y de facies aéreas muy distales para las rocas de composición ácida, es decir, las rocas que no han sido skarnificadas sino que han sido silicificadas, mientras que para las rocas que han sido skarnificadas en algún grado las cataloga como provenientes de violentas erupciones proximales debido a un evento volcánico proximal de composición andesítica. Una contra hipótesis sería una situación contraria ya que las facies proximales, producto de erupciones volcánicas violentas, generan rocas gruesas como brechas piroclásticas y tobas de lapilli, este tipo de rocas piroclásticas se presentan dominantemente silicificadas antes que skarnificadas. No necesariamente las rocas volcanoclásticas gruesas son indiferentes con la skarnificación, sino que más bien estas rocas son afectada por una skarnificación preferentemente con diópsido antes que con granate.

Dentro de la concesión en el Sector Toscón al Suroeste de la quebrada Sultana, aflora una secuencia volcano - sedimentaria compuesta por brechas, tobas y sedimentos fluvio-lacustres principalmente de composición andesítica sin ningún rasgo de alteración (Foto 13 y 14). Este tipo de rocas puede constituir lo más cercano al contexto original de algún protolito.

Las rocas propensas a la skarnificación o a la silicificación dependen estrictamente del contenido de Ca, es decir, rocas con altas leyes en skarn contienen >10% Ca; mientras que rocas parcialmente (o incipientemente) skarnificadas exhiben un contenido de Ca que varía principalmente en los rangos 6-10% y para las rocas donde la skarnificación no es evidente contienen <6% Ca (Prodeminca, 2000).

En los depósitos piroclásticos, los cambios laterales de facies son comunes, yendo desde rocas tobáceas de composición ácida a rocas tobáceas de composición más andesítica, formando bloques o lentes interdigitados. A nivel más regional se da un cambio lateral de componentes gruesos (brechas piroclásticas) hasta facies finas (tobas de lapilli) y de estos a facies mucho más finas (tobas de ceniza).

Dependiendo del tipo de ocurrencia mineral, la mineralización aurífera, es más propicia a hospedarse en rocas skarnificadas, de hecho los fluidos mineralizantes han fluido a través de las estructuras fértiles, abriéndose paso a través de contactos litológicos o discontinuidades, generando zonas de alteración y mineralización, concordantes con la estratificación.

De las rocas skarnificadas, la mineralización diseminada es más afín en skarns de diópsido. Esta situación quizás se deba al armazón textural del skarn de diópsido, que muestra una configuración fina equigranular de cristales euhedrales de diópsido, dejando una microporosidad y una micropermeabilidad entre los cristales. Contrariamente con rocas epidotizadas donde los cristales de epidota son anhedrales y equigranulares, pero más que nada los cristales están sobrecrecidos, dejando parcialmente impermeable a la roca. El caso de los skarns masivos indicaría de igual manera un armazón textural masivo, con aberturas o cavidades no interconectadas, y tan solo dado una permeabilidad por el fracturamiento de los cristales de granate. El porqué la mineralización no entra en rocas silicificadas, podría ser porque, el armazón textural de estas rocas consiste de una granulometría muy fina, tipo arcilla, masivas, compuesta principalmente por cuarzo y plagioclasa, lo cual no ha permitido el paso de los fluidos

mineralizantes. La proporción de skarn con respecto a rocas silicificadas, es muy característico, ya que a mayor skarn, mayor probabilidad se tiene que se aloje la mineralización.

La adularia está relacionada a rocas silicificadas o al contacto de estas con rocas skarnificadas, principalmente debido a una zona de debilidad por donde el fluido ha tenido mayor permeabilidad.

6.1.2. CONTROL ESTRUCTURAL

Para poder caracterizar el control estructural se ha evaluado la distribución espacial de los cuerpos minados tanto en la Mina 28 como en la Mina Bruce y su relación con los sistemas estructurales (Figura 19).

En la Mina 28, el porqué se da una mayor concentración local de alteración de adularia en el denominado "Nivel -1", puede ser entendida por la asociación estructural entre fallas F (N138°) y fallas R2 (N44 °) al igual que la intersección de fallas F (N138°) y fallas T (N35°), además dependie nte del control litológico, necesariamente en alternancias centimétricas de skarn de granate con tobas silicificadas. La ocurrencia de adularia con mineralización, también está presente en las capas sobre el Nivel 2, así entonces la relación estructural en el denominado Nivel 6 está dado por la asociación de fallas C (N6°) y fallas R2 (N44°), mientras que en las capas intermedias (Nive les 3,4 y 5), la relación estructural con adularia se da por la intersección de fallas R1 (N26°) con fallas R2 (N44°). La relación estructural en el Nivel 1 de la Mina 28 presenta varias asociaciones, con influencia directa de las fallas subhorizontales marcadoras del límite techo con algunas excepciones. Las principales intersecciones de fallas (Figura 20) que alojan la mineralización son:

Fallas P (N350°) y T (N35°)
Fallas F (N138°) y C (N6°)
Fallas T (N35°) y R2 (N44°)
Fallas T (N35°) y R1 (N26°)

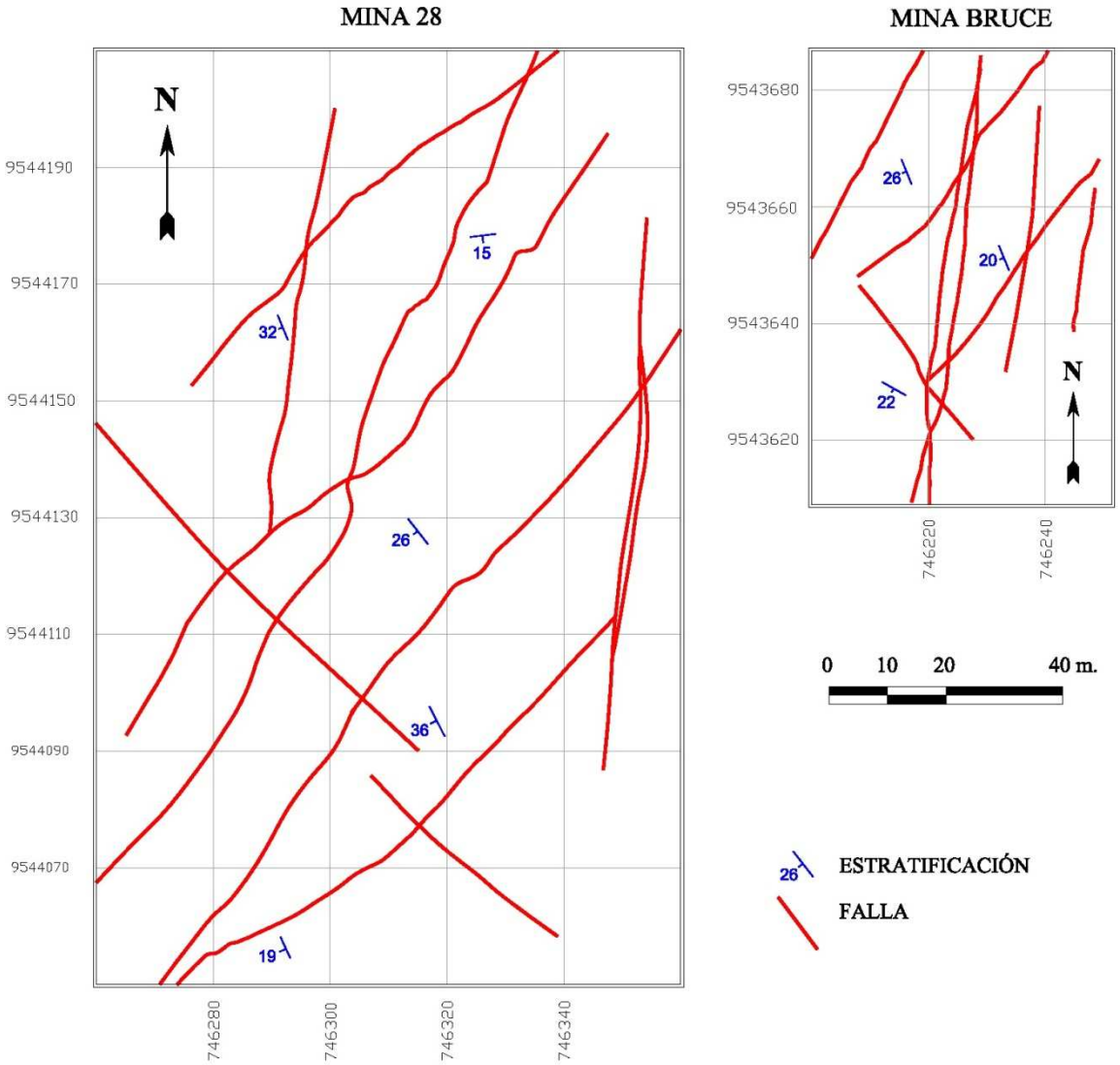


Figura 19. Sistema estructural y galerías (Mina 28 y Mina Bruce).

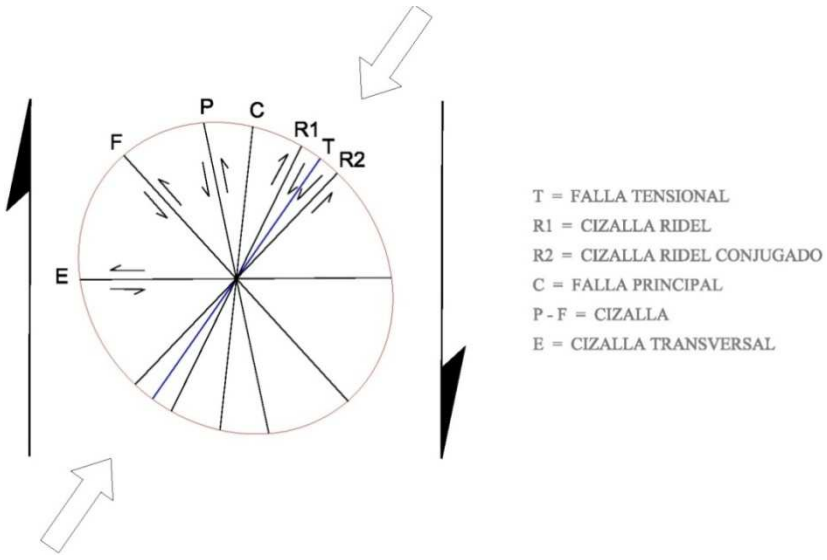


Figura 20. Elipsoide de esfuerzos para los sistemas estructurales de Sultana.

En la Mina Bruce, el principal sistema estructural es dominado por fallas mineralizantes con dirección N-S. Otros cuerpos mineralizados se relacionan a intersecciones de fallas como:
Fallas R1 (N12º) y R2 (N34º)
Fallas C (N6º) y F (N130º)
Fallas R2 (N34º) y C (N0º)
Fallas T (N24º) y R1 (N12º)
Fallas T (N24º) y R2 (N34º)

Las fallas transversales E-W son posteriores a los otros sistemas de fallas y fracturas, por lo tanto no se relacionan con la mineralización. En Sultana, el sistema estructural se define bajo un campo lejano de esfuerzo orientado NE-SW (coincidente con la dirección oblicua de subducción SW-NE) la orientación de las cizallas de segundo y tercer orden asociadas con un sistema de fallas N-S y precedida por la elipse de esfuerzo coincidente con la configuración falla/fractura del cinturón de Nambija (Figura 20) (Prodeminca, 2000).

6.2 EVOLUCIÓN METALOGÉNICA

El proceso evolutivo de la alteración y mineralización en Sultana puede considerarse como transicional entre un depósito de skarn y uno epitermal. Las fases de evolución metalogénica (Tabla 3) se presentan de la siguiente manera:

6.2.1. FASE PROGRADA

Un metamorfismo distal y un metasomatismo continuado por efecto del emplazamiento del batolito de Zamora durante el Jurásico medio, genera la silicificación y la skarnificación de los volcanosedimentos de la Unidad Piuntza. La silicificación es considerada como una fase contemporánea a la skarnificación, donde mayormente los componentes félsicos en las roca de composición ácida son redistribuidos, la silicificación es de un grado bajo a medio, ya que las rocas

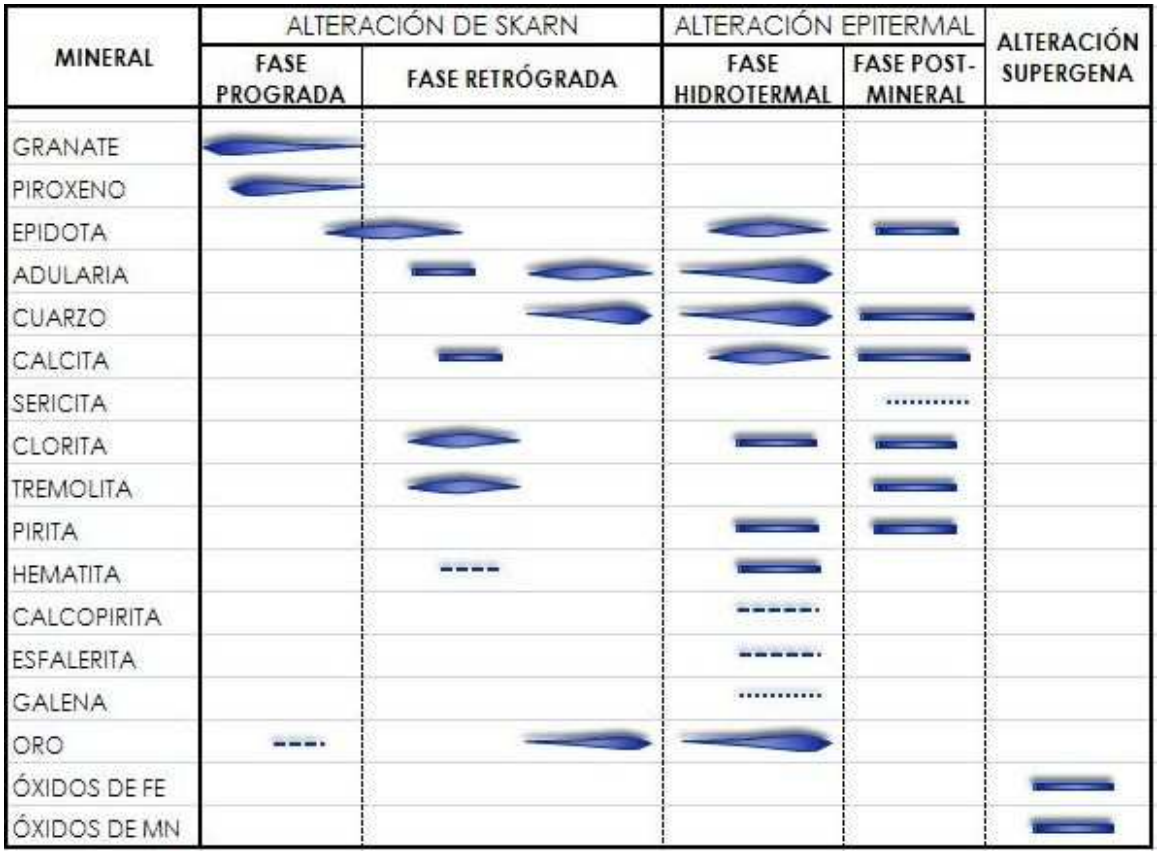


Tabla 3. Secuencia paragenética en Sultana.

aun conservan su textura original. La skarnificación en su fase prograda, que se caracteriza por la generación de cuerpos de skarn de granate café oscuro - rojo y diópsido verde pálido en zonas más profundas (Mina 28) hasta cuerpos de skarns de granate café claro - crema y diópsido celeste en zonas intermedias (Mina Bruce), mientras que en partes más someras (Sector Toscón) tan solo se generan vetillas de diópsido (Hartmann y otros, 1995).

Tanto la silicificación, como la skarnificación son selectivas, afectando tan solo a determinados niveles estratigráficos, en el que la composición del protolito juega un papel determinante, ya sea por una abundancia relativa de sílice o calcio.

La cristalización de diópsido en un estado posterior a la cristalización del granate, trae consigo una mineralización de oro fino, depositándose exclusivamente dentro del skarn de diópsido. Otro tipo de mineralización es reportado por Hartmann y otros (1995), en el que señalan una asociación calcopirita + esfalerita + diópsido ±

andradita como "pockets" en cuerpos de skarn, por lo que asumen que la mineralización de calcopirita y esfalerita ha sido parte del estado prograde de la skarnificación. Los últimos pulsos skarnificadores se expresan como vetillas rellenas de granate café oscuro en rocas profundas hasta granates amarillo miel en rocas intermedias, de igual manera se evidencian vetillas de diópsido (Mina 28) que cortan a facies no permeables o no reactivas y a skarn previos.

6.2.2. FASE RETRÓGRADA

Durante el Jurásico medio a tardío empieza la fase retrograda de la skarnificación provocando una serie de efectos que se sobreponen a la fase prograda. Esta fase has sido dividida en dos eventos principales. El primer evento de retrogradación comprende:

1.- En profundidades intermedias (Mina Bruce), el inicio de la alteración retrógrada se expresa por la aparición de minerales hidratados como epidota e hidrogranate o granate blanco. El efecto más directo y evidente se da en skarns de epidota - diópsido, con variada permeabilidad resultante, ya que ciertos estratos han permitido la entrada de fluidos meteóricos fríos, generando zonas de epidota masiva tan solo con relictos de diópsido, a diferencia de otros cuerpos de skarn que se han mantenido inalterados. Esta circunstancia deja en evidencia también una forma de epidotización selectiva, posiblemente controlada por la composición y la permeabilidad inicial del protolito.

2.- Los álcalis segregados de las rocas de composición ácida se deposita en los bordes de los contactos entre skarns de granate y rocas tobáceas silicificadas a niveles más profundos, este proceso involucra una concentración de feldespato de potasio en componentes individuales de rocas piroclásticas (clastos o matriz).

3.- El efecto retrógrado en rocas skarnificadas a niveles más profundos afecta directamente al piroxeno, formándose en los contactos de skarns de granate con tobas silicificadas y como capas bandeadas en cuerpos de skarn de granate. La

retrogradación transforma al piroxeno en fases hidratadas de clorita - tremolita y calcita en ocasiones junto con la adularia formada previamente y hematita, particularmente con oro fino intersticial depositado en el skarn de diópsido primario.

Un segundo evento retrógrado trae consigo una etapa mineralizante, generando las asociaciones paragenéticas que se presentan a continuación:

1.- Previamente el tectonismo ha generado una serie de fallas subhorizontales que limitan el techo del Nivel 1 de la Mina 28. Esta particularidad que cubre la parte centro - norte de la Mina 28, ha funcionado como una barrera natural para los fluidos retrógrados. Estos fluidos se han introducido por fracturas y contactos litológicos en los cuerpos de skarn de granate formando zonas lenticulares concordantes con la estratificación de espesores centimétricos a decimétricos. El efecto retrógrado se caracteriza por el orden de cristalización que va desde el centro de la abertura hasta los bordes con cuarzo ± oro ± granate verde oliva ± granate amarillo. Esta paragénesis se genera también a lo largo de estructuras mineralizantes.

2.- Contemporáneamente hacia el Sur de la Mina 28 en el denominado “Nivel -1”, la presencia de adularia, estructuralmente controlada, genera la paragénesis cuarzo ± oro ± adularia ± granate verde oliva ± granate amarillo.

3.- Las paragénesis de cuarzo ± oro se dan en forma de vetillas tanto en rocas de la Mina 28 como de la Mina Bruce, característicamente el cuarzo es cristalino de color grisáceo claro. Estas vetillas milimétricas se han extendido a lo largo de varios tipos de roca como en skarn de granate y piroxeno, tobas epidotizadas, tobas laminadas silicificadas (p.e. quebrada Robín) y lutitas negras silicificadas (p.e. quebrada Henry) según Egüez (2006), comunicación personal.

6.2.3. FASE HIDROTERMAL

Durante el Jurásico tardío se genera un estado de alteración epitermal relacionado al volcanismo Fortuna, donde los fluidos mineralizantes son altamente canalizados y pervasivos en las litologías favorables. Los estados epitermales se consideran de la siguiente manera:

1.- La adularia estructuralmente controlada se ha generado en varios pulsos hidrotermales, en forma de vetillas y vetas cortando a cuerpos de skarn de granate - diópsido y epidota. La paragénesis característica de este estado consiste de cuarzo + adularia + epidota + pirita ± oro evidenciado en rocas profundas. El efecto epitermal es evidente por la presencia de un cuerpo de barita + pirita ± oro aflorante sobre la proyección de las fallas mineralizantes con adularia a nivel de galería subterráneas de la Mina 28. Según Hartmann y otros (1995), la presencia de vetillas de adularia con yeso y anhidrita en el Sector Central podría indicar la parte alta de un sistema hidrotermal.

2.- La paragénesis cuarzo - adularia ± clorita ± oro, tanto en rocas profundas como intermedias se presenta en forma de lentes, vetillas y vetas.

3.- Un pulso hidrotermal genera vetillas rellenas de adularia + cuarzo + pirita que cortan a la andesita subvolcánica y a los volcánicos Fortuna. Según Hartmann y otros (1995), en el Sector Central está paragénesis es dominante y aloja una mineralización aurífera.

4.- La depositación de sulfuros en rocas profundas se presenta por la paragénesis pirita - cuarzo - calcita - clorita - pirita ± esfalerita ± galena alojada en fallas subhorizontales, mientras que en lutitas negras hacia la quebrada Henry, se genera una paragénesis con esfalerita - pirita - galena - calcopirita en forma de vetillas delgadas o en forma diseminada. Vetillas de calcopirita - pirita son depositadas en rocas intermedias y localmente en los volcánicos Fortuna, mientras que en rocas más someras la pirita aurífera es dominante estructuralmente controlada y en forma diseminada.

6.2.4. FASE POST-MINERAL

El estado post-mineral se presenta durante el Jurásico tardío - Cretácico temprano, debido al enfriamiento del sistema que provoca una alteración propilítica. Las características post-minerales se consideran de la siguiente manera:

1.- A niveles más someros, la alteración propilítica se expresa por un predominio de clorita ± epidota ± tremolita ± pirita ± calcita ± cuarzo en forma pervasiva o de vetillas. Vetillas tardías a lo largo de la concesión comprenden cuarzo + calcita y pirita en variadas asociaciones.

2.- En los volcánicos Fortuna, la alteración propilítica se expresa por un predominio de vetillas con cuarzo + pirita con halo de sericita (Hartmann y otros, 1995).

Un **Enriquecimiento Supergénico** representa el último estado de alteración dado por la lixiviación de la pirita aurífera, generando una asociación de oro + óxidos de Fe + óxidos de Mn en el Sector Toscón.

6.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

El registro estratigráfico muestra la evolución geológica de la siguiente manera:
1.- En la cuenca Sultana se deposita un grueso paquete mayor a 120 m, de brechas piroclásticas, producto de un evento volcánico cercano, principalmente de composición ácida. Tanto el espesor como la extensión lateral de este depósito piroclástico hacia el Sur es incierta ya que tan solo ha sido conocido en el Sector Norte. Este grueso paquete pertenece a la Subunidad Brecha Basal.

2.- Después de concluido este evento volcánico, se da una rápida época de erosión. Localmente se forman varios microcanales producto de una deformación sinsedimentaria, que son rellenados por sedimentos fluviolacustres y flujos de

escombros. Esta distinción es muy errática y tan solo ha sido observada sobre la brecha basal en la Mina 28.

3.- Continua la depositación piroclástica en un ambiente fluviolacustre, de tobas de ceniza fina, y tobas arenosas, de composición riolítica y andesítica respectivamente, el ambiente lagunar con cierta actividad energética provoca una interdigitación entre tobas de diferente composición y deformación sinsedimentaria local probablemente controlada por tectonismo. Intermedio entre esta depositación se evidencia una actividad piroclástica local, con un depósito de brechas piroclásticas de composición ácida con 3 m de potencia. Este paquete volcano-sedimentario corresponde a la Subunidad 28, con una potencia de 60 m y un depocentro en el Sector Norte. Transicionalmente, el aporte tobáceo de composición andesítica termina, y tan solo se depositan tobas de ceniza muy fina de composición ácida en una ambiente lagunar tranquilo, que genera un depósito sedimentario con laminación muy fina. Este paquete corresponde a la Subunidad Robín, con un depocentro ubicado en el Sector Central y una potencia de 45 m.

4.- Después de un periodo de quietud, se reactiva el volcanismo generando un primer depósito de brechas piroclásticas de composición ácida, distribuido en todos los Sectores, con una potencia máxima de 10 m en el Sector Norte y Bruce. A continuación se vienen varias secuencias volcanosedimentarias de espesores decimétricos a métricos que incluyen brechas piroclásticas de composición mayormente ácida, sedimentos tobáceos de composición andesítica y sedimentos tobáceos finos de composición ácida. Posteriormente se evidencia un hiato en la sedimentación, que es seguido por un flujo piroclástico que incluye bloques de brechas piroclásticas en una matriz tobácea mas otros bloques tobáceos, este hiato se lo evidencia en la Mina Bruce, después continua la sedimentación con tobas mayormente de composición andesítica. En general todos estos paquetes tienen una potencia de 70 m, con un depocentro ubicado en el Sector Bruce.

5.- Un régimen extensional provoca un graben N-S? en la parte central de la cuenca Sultana (Figura 21-1). Contemporáneamente, en el Sector Bruce, se abre una falla subvertical de rumbo NE-SW que hunde 30 m. Posteriormente se da la

desestabilización de la pendiente, donde bloques se han movido bajo una superficie de despegue no conocida y luego imbricados hacia el Oeste, creando los cuerpos de slump. El régimen extensivo continúa dando lugar a una falla NNE-SSW al Este del Sector Bruce que hunde 20 m al bloque Central. El conjunto de ambas fallas crea el denominado minigraben Bruce. Después, se considera un hiato sedimentario, que lleva a un régimen erosivo intenso, afectando a la Subunidad Bruce, erosionándolo en promedio 30 m y tan solo conservado mayormente en el minigraben Bruce.

6.- Se reactiva la actividad volcánica, cubriendo a toda la cuenca Sultana con brechas piroclásticas gruesas de composición mayormente ácidas. Este paquete es el denominado Subunidad Maurice, con una potencia máxima de 25 m en el Sector Central.

7.- El régimen volcánico se alterna con etapas de quietud, en que se depositan tobas andesíticas, tobas finas ácidas y flujos de brechas piroclásticas. Estos depósitos piroclásticos alcanzan una potencia máxima de 40 m en el Sector Toscón del cual lleva el nombre de la subunidad.

8.- Régimen compresivo, con deformación frágil y plegamiento (Figura 21-2), además pliegues menores con deformación syn-sedimentaria y estructuras tipo boundinage son formados localmente. Se da inicio a la reactivación de fallas N-S como fallas strike-slip de movimiento dextral a inverso, con un campo de esfuerzos que provoca un juego de fracturas asociadas tipo Ridel formando las estructuras mayores NNE-SSW y NE-SW. Posteriormente se forman fallas subhorizontales, subparalelas con la estratificación. La falla inversa al Oeste del Cinturón Sultana tiene un desplazamiento del orden de 50 m y trae un contacto fallado entre las rocas indiferenciadas con respecto a las rocas piroclásticas de la Unidad Sultana Superior hundida al lado Este. En El Sector Norte, esta falla es transtensional, permitiendo posteriormente el emplazamiento de un cuerpo de dacita, probablemente relacionado con los fluidos silicificadores y skarnificadores que afectan a la secuencia volcanosedimentaria. En esta etapa se da un hiato en la sedimentación, formándose suelos residuales.

9.- Régimen extensional que deja al bloque Este en el Sector Norte con un hundimiento de 50 m previo al emplazamiento del cuello subvolcánico al Este del Cinturón Sultana y contemporáneamente con el volcanismo de las andesitas Fortuna que cubre a toda la secuencia estratigráfica (Figura 21-3). El efecto extensivo provoca una reactivación de fallas con movimientos normales y la redepositación de sulfuros en fallas subhorizontales y subparalelas a la estratificación, al igual que la introducción de aguas meteóricas que provoca el estado de retrogradación en el sistema de skarn. Otros cuerpos menores de andesitas subvolcánicas han sido emplazados a lo largo de estructuras mayores. El volcanismo trae consigo una actividad hidrotermal, que altera a las rocas silicificadas y skarnificadas, netamente con un control estructural. El ingreso de aguas meteóricas provoca el estado retrógrado del sistema epitermal.

10.- Una última generación de plutonismo, es marcada por el emplazamiento de diques hornbléndicos y andesitas basálticas, a lo largo de estructuras preexistentes (Figura 21-4), cortando a toda la secuencia estratigráfica, datado en 116 Ma por Prodeminca (2000).

El cinturón de cobre porfirítico de el Pangui datado en 154 Ma (Prodeminca, 2000), podría ser correlacionable con el estado retrógrado de la skarnificación y la fase hidrotermal que afecto a Sultana. Mientras que la edad de 145 Ma publicada por Fontboté y otros (2004) en molibdenita de vetillas ricas en sulfuros de la zona de Nambija, podría ser equivalente a la fase post-mineral propuesta en este trabajo. Esta etapa es correlacionable con la edad de 141 Ma publicada por Prodeminca (2000) de una intrusión porfídica cuarzomonzonítica de Cumay al Norte del Distrito Nambija.

La edad de 116 Ma publicada por Prodeminca (2000) de un dique de hornblenda, podría indicar el cese de la actividad volcánica en Sultana, ya que este dique se presenta inalterado y es considerado como el último pulso intrusivo. Está edad es correlacionable con las edades de 116 y 100 Ma reportadas de vetillas tardías en el pórfido de El Tierrero, una edad de 102 Ma en una vetilla de sulfuros con feldespato potásico del pórfido de Cumay y una edad de 96 Ma (Prodeminca,

2000) reportada de un dique en Chinapintza. Todo este conjunto de edades ratifican una actividad magmática durante el Cretácico.

Las evidencias geológicas en Sultana, comparado con las dataciones publicadas, permite interpretar un modelo general de evolución de la siguiente manera:

1.- Depositación de la Unidad Piuntza en el Triásico tardío, mayormente en un régimen extensional.

2.- Emplazamiento del batolito de Zamora en el Jurásico inferior a medio, que provoca el metamorfismo prograd o selectivo (skarnificación y silicificación), en un régimen compresivo. Este evento probablemente sería relacionado al cuerpo de dacita en la parte baja de la quebrada Robín.

3.- Durante el Jurásico medio a tardío, empieza la retrogradación de la fase prograda. Empieza el volcanismo Fortuna que trae posteriormente asociado una alteración epitermal.

4.- Durante el Jurásico tardío - Cretácico temprano empieza el enfriamiento del sistema.

5.- En el Cretácico temprano se da un último pulso intrusivo que es representado por el dique de hornblenda.

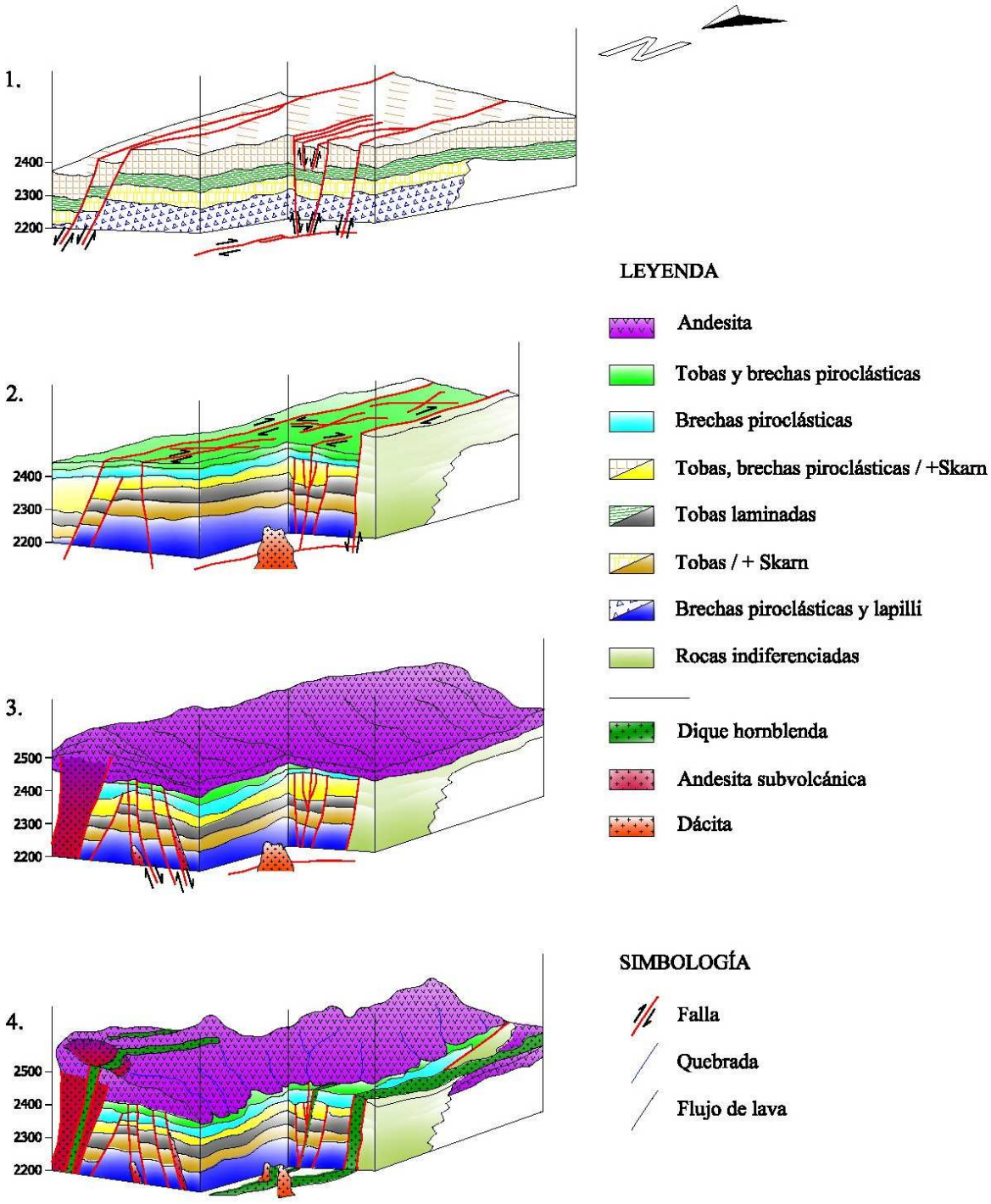


Figura 21. Evolución Geológica de Sultana.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

1) ESTRATIGRAFÍA

Partiendo de la estratigrafía general de Sultana (Hartmann y otros, 1995), se han redefinido las unidades litológicas de la siguiente manera:

Unidad Sultana Inferior.- Formada por tres subunidades denominadas:

- SUBUNIDAD BRECHA BASAL.- Constituida por brechas a microbrechas piroclásticas, tobas de lapilli y tobas finas silicificadas. Su piso es desconocido mientras que su techo se presenta en contacto discordante con la sobreyacente Subunidad 28. Está subunidad alcanza un espesor de 150 m identificado en el Sector Norte.
- SUBUNIDAD 28.- Está subunidad se divide en:
    - Subunidad 28 Inferior.- Compuesta por cuerpos masivos de skarns de granate < piroxeno y alternancias decimétricas a centimétricas de skarn de granate < piroxeno y tobas finas silicificadas. Su techo se presenta transicional con la sobreyacente Subunidad 28 Superior. Alcanza un espesor promedio de 28 m identificado en la Mina 28. En Mina 28 se observan seis niveles litológicos caracterizados por la variación en la proporción skarn / tobas silicificadas, que alojan erráticamente la mineralización aurífera incluso formando zonas de bonanza.
    - Subunidad 28 Superior.- Compuesta por estratos decimétricos a métricos de tobas finas silicificadas y subordinados estratos centimétricos a milimétricos de skarn de granate. Su techo se presenta transicional con la sobreyacente Subunidad Robín. Alcanza un espesor promedio de 30 m.
- SUBUNIDAD ROBÍN.- Está formada por tobas finas silicificadas de masivas a laminadas de color gris claro, también como lutitas negras específicamente en el Sector Toscón. Su techo es concordante con la sobreyacente Subunidad Bruce. Alcanza un espesor promedio de 45 m.
- ROCAS INDIFERENCIADAS.- Aflorantes al lado Oeste de la concesión, se componen de una variedad de rocas como brechas piroclásticas, tobas de lapilli, tobas de ceniza, limolitas, areniscas y lutitas negras.

Unidad Sultana Superior.- Formada por tres subunidades denominadas:

- SUBUNIDAD BRUCE.- Esta subunidad se divide en:
    - Subunidad Bruce Inferior.- Compuesta por tobas epidotizadas, skarnificadas y silicificadas, además de brechas volcanoclásticas. Su techo se presenta transicional con la sobreyacente Subunidad Bruce Medio. Alcanza un espesor promedio de 25 m.
    - Subunidad Bruce Medio.- Compuesta por skarns de granate y piroxeno junto con tobas epidotizadas. Su techo es discordante con la sobreyacente Subunidad Bruce Superior. Alcanza un espesor promedio de 10 m identificado en la Mina Bruce ("Nivel -1").
    - Subunidad Bruce Superior.- Compuesta primeramente por un flujo volcanoclástico de un espesor promedio de 12 m y seguidamente por un conjunto de skarns de granate < piroxeno, tobas epidotizadas y skarnificadas que promedian un espesor de 15 m identificado en la Mina Bruce ("Nivel 0"). Su techo es discordante con la sobreyacente Subunidad Maurice.
- SUBUNIDAD MAURICE.- Constituyen brechas piroclásticas gruesas y tobas de lapilli. Su techo es concordante con la sobreyacente Subunidad Toscón. Alcanza un espesor promedio de 20 m.
- SUBUNIDAD TOSCÓN.- Está conformada por tobas epidotizadas, tobas silicificadas y brechas piroclásticas. Su techo es discordante con la sobreyacente Unidad Fortuna. Alcanza un espesor promedio de 35 m identificado en el Sector Toscón.

Unidad Fortuna.- Comprende un complejo volcánico de flujos de lava andesítica que cubre a todas las litologías anteriores dejando un contacto erosivo a su base, con brechas que incluyen fragmentos andesíticos (Hartmann y otros, 1995). Su espesor se estima en el orden del centenar de metros.

Los cuerpos intrusivos encontrados son de diferente naturaleza como:

- Dacita con xenolitos granodioríticos.
- Andesitas subvolcánicas entre las que constan:
    - Pórfido andesítico con fenocristales de plagioclasa y biotita.
    - Andesita subporfídica grisácea.
    - Andesita basáltica afanítica magnética.

- Pórfido de hornblenda.

2) ALTERACIÓN

El modelo de alteración en Sultana involucra a eventos tanto metasomáticos como hidrotermales distinguiéndose cuatro tipos de alteración:

- SILICIFICACIÓN.- Se presenta selectiva en rocas de composición más ácida ya sea en tobas de ceniza fina, tobas de lapilli y brechas volcanoclásticas además en lutitas negras constituidas principalmente por vidrio volcánico. La silicificación es de un grado bajo a moderado ya que se conserva la textura original del protolito. La silicificación en las andesitas Fortuna se expresa por un sistema de vetillas tardías de cuarzo y pirita con halo de sericita (Hartmann y otros, 1995), mientras que en la Mina 28 las vetillas de cuarzo y pirita localmente generan un halo centimétrico de silicificación.
- SKARNIFICACIÓN.- Es selectiva dependiendo de la composición del protolito. Los protolitos ricos en Ca generan cuerpos de skarns de granate ± piroxeno, a diferencia de protolitos andesíticos en los que preferentemente se han formado cuerpos de epidota. Los cuerpos de skarn alojan una variedad de paragénesis en respuesta al estado de evolución del sistema de skarn siendo estos:
    - Skarn de granate ± piroxeno (diópsido)
    - Skarn de piroxeno (diópsido) ± granate
    - Skarn de epidota ± piroxeno (diópsido) ± granate
    - Vetillas de granate o diópsido
    - Lentes de cuarzo - granate amarillo y/o granate verde oliva
    - Alteración clorita - tremolita - calcita
- ADULARIZACIÓN.- La adularia afecta a todas las unidades litológicas en menor o mayor grado, siendo más abundante en el Sector Central, reflejando probablemente un foco epitermal (Hartmann y otros, 1995). Las paragénesis que involucran a la adularia son:
    - Cuarzo - adularia - granate verde oliva y/o granate amarillo.
    - Adularia - clorita - tremolita - calcita.
    - Adularia de brillo mate pervasiva en tobas silicificadas.
    - Cuarzo - adularia ± clorita.

- Cuarzo - adularia - epidota - pirita ± clorita.
- Adularia de reemplazamiento.
- Adularia - cuarzo - pirita

PROPILITIZACIÓN.- La alteración propilítica se expresa mejor en rocas más someras preferentemente en rocas volcanoclásticas previamente silicificadas donde los clastos o la matriz son alterados a clorita - tremolita, los cristales de plagioclasa son epidotizados junto con calcita y pirita. En forma de vetillas se presenta una paragénesis con clorita ± epidota ± tremolita ± pirita ± calcita ± cuarzo. Vetillas tardías involucran una serie de asociaciones de cuarzo - calcita y pirita. En Los volcánicos Fortuna se presenta un predominio de vetillas con cuarzo - pirita con halo de sericita (Hartmann y otros, 1995).

3) MINERALIZACIÓN

La mineralización de oro en Sultana revela varias anomalías a lo largo de toda la concesión. Está mineralización se aloja principalmente en rocas de la Subunidad 28 Inferior (skarns de granate ± diópsido con tobas silicificadas) y en las Subunidades Bruce Medio y Superior (skarns de diópsido ± granate). Otro tipo de mineralización aurífera se restringe a zonas de vetas y vetillas que atraviesan otros tipos de rocas como brechas volcanoclásticas, tobas epidotizadas, tobas silicificadas y lutitas negras. Las paragénesis que reportan una mineralización aurífera son:

- Oro fino en skarns de piroxeno (diópsido) y en su producto de alteración (clorita + tremolita + calcita ± hematita)
- Cuarzo ahumado ± oro en vetillas
- Cuarzo + granate amarillo y/o granate verde oliva ± adularia ± oro grueso en lentes y "stockworks"
- Adularia + cuarzo ± clorita ± oro en lentes y vetillas
- Cuarzo + adularia + epidota + pirita ± clorita ± oro grueso en vetas y lentes
- Adularia + cuarzo + calcita + pirita ± oro en vetillas siendo en ocasiones la pirita aurífera.
- Pirita + óxidos de Fe + óxidos de Mn ± cuarzo ± oro

4) MODELO DE ZONACIÓN DEL SISTEMA DE SKARN

A escala microscópica la zonación en los cristales de granate se expresa por sobrecrecimientos de bandas isotrópicas y anisotrópicas desde el núcleo hasta los bordes del cristal lo que evidencia la sobreimpresión del fluido reactivo.

Por la abundancia relativa de granate - piroxeno (diópsido) y epidota en función de la profundidad se definen las siguientes zonas:

- Zona de granate.- Dominante a mayor profundidad (Mina 28) con granates de color café oscuro - rojo. A profundidades intermedias, el granate presenta colores que van de café claro a blanco.
- Zona de diópsido.- Dominante a profundidades intermedias (Mina Bruce) de color celeste verdoso parcialmente inalterado a diferencia del diópsido profundo de color verde pálido que ha sido alterado a clorita - tremolita - calcita.
- Zona de epidota.- Dominante a niveles someros, principalmente de color verde claro.

Un mayor grado de skarnificación se presenta a mayor profundidad por lo tanto el modelo de zonación en Sultana es vertical con ligera tendencia lateral hacia el Sur.

5) MODELO GEOLÓGICO

En base al registro estratigráfico, el modelo geológico muestra la siguiente evolución:

- Durante el Triásico se define un ambiente volcánico y volcanosedimentario con estados de quietud en donde se depositan las Subunidades Brecha Basal, 28, Robín y Bruce.
- Un régimen extensional define el cinturón de Sultana limitado por fallas Norte-Sur, además del minigraben Bruce. Por efectos del tectonismo sinsedimentario se forman locales cuerpos métricos de "slump" en el Sector Bruce. La erosión afecta a la Subunidad Bruce siendo mejor conservada en el minigraben Bruce.
- Continúa un ambiente volcánico y volcanosedimentario durante el Triásico que deposita a las Subunidades Maurice y Toscón.

- Durante el Jurásico medio a tardío se define un régimen comprensivo, originando pliegues y fallas en un sistema de "Riedel" y fallas conjugadas, además del emplazamiento del cuerpo de diorita.
- Durante el Jurásico tardío se define un régimen extensional que provoca el emplazamiento del cuello subvolcánico al Este del cinturón de Sultana y de otros cuerpos de andesita subvolcánica seguido del volcanismo Fortuna asociado a una actividad hidrotermal.
- En el Cretácico temprano se da el último pulso intrusivo en Sultana dado por el emplazamiento del pórfido de hornblenda datado en 116 Ma por Prodeminca (2000). Este cuerpo intrusivo se presenta inalterado a lo largo de estructuras preexistentes.

6) MODELO METALOGÉNICO

El modelo metalogénico se muestra transicional entre un depósito de skarn catalogado al emplazamiento del batolito de Zamora y un depósito epitermal de baja sulfuración propiciado por el volcanismo Fortuna. Las fases de evolución se consideran de la siguiente manera:

- FASE PROGRADA (Jurásico medio).- Un metamorfismo distal y un metasomatismo continuado, por efectos del emplazamiento del batolito de Zamora, provoca la skarnificación y silicificación selectiva de las Unidades Sultana Inferior y Superior. La silicificación probablemente se deba a la redistribución de la sílice dentro de las rocas de composición más ácida, mientras que la skarnificación forma skarns de granate y piroxeno en rocas con un alto contenido de Ca. La cristalización del diópsido trae consigo una mineralización de oro fino, depositándose tan solo en skarns de diópsido. Al final de esta fase, los últimos pulsos skarnificadores se presentan tan solo como vetillas rellenas de granate y diópsido.
- FASE RETRÓGRADA (Jurásico medio - tardío).- Se sobreimpone al estado prograd o y trae consigo la primera etapa mineralizante. Esta fase es dividida en dos eventos principales. El primer evento retrógrado muestra las siguientes características:
    - La influencia de aguas meteóricas a profundidades intermedias y someras generan epidotitas

- La adularia como producto de la saturación de álcalis proveniente de las composiciones más ácidas, se deposita entre contactos litológicos. La adularia también reemplaza a ciertos componentes individuales en rocas piroclásticas.
- Por la influencia de aguas meteóricas en rocas profundas, el skarn de piroxeno se altera a clorita - tremolita - calcita localmente junto con adularia.
- Lentes de cuarzo - granate amarillo / granate verde oliva ± adularia ± oro.

El segundo evento retrógrado puede ser correlacionable con la edad de mineralización del cinturón de Cu porfirítico de El Pangui. Las paragénesis características son:

- Lentes de cuarzo - granate amarillo / granate verde oliva ± adularia ± oro.
- Vetillas de cuarzo ± oro

- FASE EPITERMAL (Jurásico tardío).- Producto de fluidos altamente canalizados y pervasivos en litologías favorables. En esta fase se presenta la segunda etapa mineralizante, asociado al volcanismo Fortuna. Las paragénesis características son:
  - Vetas y lentes de cuarzo + adularia + epidota + pirita ± oro
  - Vetillas y lentes de cuarzo - adularia ± clorita ± oro
  - Vetillas de adularia + cuarzo + pirita ± oro
  - Pirita - cuarzo - calcita - clorita - pirita ± esfalerita ± galena, en fallas subhorizontales
  - Vetillas o diseminado de esfalerita - pirita - galena - calcopirita
  - Vetillas de calcopirita - pirita
  - Vetas, vetillas y diseminado de pirita
- FASE POST-MINERAL (Jurásico tardío - Cretácico temprano).- Principalmente representa la alteración propilítica. Esta fase es correlacionable con la edad reportada por Fontboté y otros (2004) en vetillas ricas en sulfuros en Nambija. Las paragénesis características son:

- Vetillas de clorita - epidota - tremolita - pirita - calcita
- Vetillas de cuarzo - calcita - pirita
- Vetillas de cuarzo - pirita con halo de sericita que afecta a los volcánicos Fortuna

- ENRIQUECIMIENTO SUPERGÉNICO (Cenozoico).- Debido a la lixiviación de la pirita aurífera junto con óxidos de Fe y Mn.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Akizuki, M., & Sunagawa, I. (1978). *Study of the sector structures in adularia by means of optical microscopy, infra-red absorption, and electron microscopy.* Mineral. Mag, 453 ed., Vol. 42.
- Aparicio, A., Bustillo, M., Fernández, P., & García, R. (2006). *Procesos de silicificación y tipos de cuarzos en rocas volcánicas (Área volcánica del Cabo de Gata).* Geogaceta, Vol. 39, págs. 31-34.
- Aspden, J., Rundle, C., Viteri, F., Bermudez, R., & Harrison, S. (1990). *Edades Radiométricas del Batolito de Zamora - río Mayo.* Boletín Geológico Ecuatoriano, Vol. 1, págs. 85-88.
- Aspden, J., & Ivimey-Cook, H. (1992). *Nuevos Datos Paleontologicos del centro y Sureste del Ecuador*. Bol. Geol. Ecuat., Vol. 3, págs. 1: 33-42.
- Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F., & Barragan, R. (1999). *Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador.* 4nd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'99). Univ. Göttingen (Germany), Extended Abstracts. Vols. 68-72.
- Barragán, R., & Baby, P. (2004). *Magmatismo Alcalino Intra - placa en la Cuenca Cretácica Oriente, Ecuador: Evidencias Geoquímicas, Geocronológicas y Tectónicas*. ISBN 9978-43-859-9, Quito, Vol. 1, págs. 69-91.
- Camprubí, A., Cardellach, E., Canals, À., & Lucchini, R. (2001b). *The La Guitarra Ag-Au low sulfidation epithermal deposit, Temascaltepec district, Mexico: fluid inclusion and stable isotope data*. Society of Economic Geologists, Special Publication, Vol. 8, pág. 159.
- Camprubí, A., & Albinson, T. (2006). *Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. LVIII, págs. 27-81.
- Castroviejo, R. (1998). *Fundamentos de Petrografía.* E.T.S. ING. MINAS. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, pág. 116.

- Chiaradia, M., Fontbote, L., Paladines, A., & Beate, B. (2005). *Ore Deposits, Magmas and Tectonism in Ecuador*. XII Congreso Latinoamericano de Geología , Memorias Técnicas, p.5.
- Ciobanu, C., & Cook, N. (2004). *Skarn textures and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania.* Ore Geology Reviews, Vol. 24, págs. 315-370.
- Colville, A., & Ribbe, P. (1968). *The crystal structure of an adularia and a refinement of the structure of ortoclase.* The American Mineralogist, Vol. 53, págs. 25-37.
- Cooke, D., & Simmons, S. (2000). *Characteristics and genesis of epithermal gold deposits* Reviews in Economic Geology, Vol. 13, págs. 221-244.
- Damian, F. (2003). *The mineralogical characteristics and the zoning of the hydrotermal types alteration from Nistru ore deposit, Baia Mare metallogenetic district.* Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geología, 1 ed., Vol. XLVIII, págs. 101-112.
- Deer, W., Howie, R., & Zussman, J. (1966). *An introduction to the rock-forming minerals.* Longman Group Limited.
- Diaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M., & Christophoul, F. (2004). *El Pre-Aptense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana.* En P. Baby, M. Rivadeneira, & R. Barragan, *La Cuenca Oriente: Geologia y Petroleo.* ISBN 9978-43-859-9, Vol. 1.
- Dong, G., & Morrison, G. (1995). *Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin.* Mineral Deposita, 11 ed., Vol. 30.
- Drahota, P., Pertold, Z., & Pudilová, M. (2005). *Three types of skarn in the northern part of the Moldanubian Zone, Bohemian Massif - implications for their origin.* Journal of the Czech Geological Society, 1-2 ed., Vol. 50.
- Egüez, A. (2002). *Estudio de Impacto Ambiental y Plan de Manejo, Área: Sultana Unificada. 2002.* Quito.
- Egüez, A. (2003). *Notas Sobre la Problemática para la Correlación Geológica Ecuador- Perú.* Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Resumenes Extendidos, Quito, págs. 9-11.
- Egüez, A. (2006). *Facies laterales y skarnificación de infiltración relacionadas con la mineralización aurífera en el distrito minero de Nambija, sur del*

Ecuador. Sextas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Resumenes Extendidos, Quito, págs. 138-141.

- Fontboté, L., Vallance, J., Markowski, A., & Chiaradia, M. (2004). *Oxidized Gold Skarns in the Nambija District, Ecuador.* Society of Economic Geologists, Special Publication, Vol. 11, págs. 341-357.
- Franchini, M., Meinert, L., & Vallés, J. (2002). *First occurrence of ilvaite in a gold skarn deposit*. ECONOMIC GEOLOGY, Vol. 97, págs. 1119–1126.
- Garcés, H. (1994). *Exploración del área Sultana: Informe de fase 1.* Gold Fields Ecuador, Sultana Project.
- Giggenbach, W., & Stewart, M. (1982). *Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas*. Geothermics, Vol. 11, págs. 71-80.
- González, E., Camprubí, A., Levresse, G., Tritlla, J., & Carillo, A. (2004). *Fluidos asociados al skarn Au(-Cu) de La Joya, distrito de Mezcala, Guerrero, México: implicaciones regionales para depósitos formados a partir de rocas calcoalcalinas vs. adakíticas*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 3 ed., Vol. 21, págs. 371-381.
- Guzmán, A. (1994). *Exploración del Yacimiento Aurífero Tipo Skarn en "Guaysimi Alto".* III Seminario Aurífero Ecuatoriano, Memorias, ESPONA, Quito, pág. 19.
- Hammarstrom, J. (1992). *Mineralogy and chemistry of gold associated skarn from Nambija, Zamora Province, Ecuador: A reconnaissance study.* Advances related to U.S. and International Mineral Resources, Chp K, págs. 107-118.
- Hartmann, K., Stefan, L., Sánchez, H., Dávila, F., Saltos, F., & Galvez, O. (1995). *Reconnaissance diamond drilling programme report.* Gold Fields Ecuador, Sultana Project, pág. 30.
- Hartmann, K., Sánchez, H., Dávila, F., Saltos, F., & Galvez, O. (1996). *Diamond drilling report: phase 2.* Gold Fields Ecuador, Sultana Project, pág. 26.
- Hedenquist, J. (1991). *Boiling and dilution in the shallow portion of the Waiotapu eothermal system, New Zealand*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 55, págs. 2753-2765.

- Hedenquist, J., & Lowenstern, J. (1994). *The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits*. Nature, Vol. 370, págs. 519-527.
- Hedenquist, J., Izawa, E., Arribas, J. A., & White, N. (1996). *Epithermal ore deposits: Styles, characteristics, and exploration*. Society of Resource Geology Resource Geology, Special Publication, Tokyo, Japan, Vol. 1, pág. 70.
- Henderson, W. (1979). *Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador*. JI. geol. Soc. London, Vol. 136, págs. 367-378.
- Izawa, E., & Yamashita, M. (1995). *Truscottite from the Hishikari mine, Kagoshima prefecture*. Resource Geology, Vol. 45(252), pág. 251.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., & Mourier, T. (1990). *Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model*. Journal of the Geological Society, London, Vol. 147, págs. 1009-1022.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, & G., Zambrano, I. (1995). *Basin development in an accretionary oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during Late Cretaceous-late Eocene time.* In: A.J. Tankard, R. Súares S., and H.J. Welsink, petroleum basins of South America, AAPG, Memoir 62, págs. 615-631.
- Lanfranchini, M. (2004). *Caracterización geológica del skarn El Abuelo, Alto Río Senguerr, Chubut*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4 ed., Vol. 59, págs. 685-692.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M., Egüez, A., Dugas, F., & Vivier, G. (1992). *New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics*. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 5, págs. 309-320.
- Leavitt, E., & Arehart, G. (2005). *Geology, geochemistry, and geochronology of the Midas epithermal gold system, Nevada.* Geological Sciences, University of Nevada. págs. 142-149.
- Lingdi, Z., Jiugao, G., Binguang, L., & Liyun, L. (2001). *Structural state of adularia from Hishikari, Japan*. Chinese Science Bulletín, 11 ed., Vol. 46, págs. 950-953.

- Litherland, M., Fortey, N., & Beddoe-Stephens, B. (1992b). *Newly discovered Jurassic skarnfields in the Ecuadorian Andes*. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 6, págs. 67-75.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994). *The metamorphic belts of Ecuador*. Keyworth, U.K.: British Geological Survey, Overseas Memoir 11, pág. 147.
- Marinova, I. (2006). *Open-space filling textures from the electrum-bearing, layer-like pervasive silicification in the low sulfidation Khan Krum deposit gold, SE Bulgaria*. Comptes rendus de l'Academie bulgare des Sciences, 10 ed., Vol. 59.
- Markowski, A. (2003). *The gold skarn of Fortuna, (Nambija District, Cordillera del Cóndor, Ecuador).* Ms Thesis, University of Geneva. pág. 184. Also accessible on line under http://www.unige.ch/sciences/terre/mineral/.
- Meinert, L. (1992). *Skarns and skarn deposits*. Geoscience Canada, Vol. 19, págs. 145–162.
- Meinert, L. (1998). *A review of skarns that contain gold*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 26, págs. 359–414.
- Meinert, L. (2000). *Gold in skarns related to epizonal intrusions.* In Hagemann SG, Brown PE (eds) Gold in 2000. Rev Econ Geol 13, págs. 347-375.
- Meinert, L., Hedenquist, J., Satoh, H., & Matsuhisa, Y. (2003). *Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids*. ECONOMIC GEOLOGY, Vol. 98, págs. 147–156.
- Meinert, L., Dipple, G., & Nicolescu, S. (2005). *World Skarn Deposit.* Economic Geology, 100th Anniversary Volume, págs. 299-336.
- Meinert, L. (2006). *Observations on the Sultana district.* Cía. Minera Sultana del Cóndor, informe interno, pág. 32.
- Murakami, H. (2005). *How to Study skarn type Deposits.* Remote Sensing Center, MTA.
- Navarro, M. (1986). *Investigación historica de la mineria en el Ecuador.* Quito: Instituto Ecuatoriano de Mineria.
- Paladines, A., & Rosero, G. (1996). *Zonificación Mineralogénica del Ecuador.* Laser, Quito.

- Poma, O. (2007). *Evaluación del Potencial de Mineralización de Oro en el Sector Toscón, Concesión Minera Sultana Unificada, Provincia de Zamora.* Sultana del Condor Minera S.A., Informe interno.
- Prodeminca. (2000). *Depósitos Porfídicos y Epi-mesotermales relacionados con Intrusiones de la Cordillera del Cóndor.* Evaluación de distritos mineros del Ecuador. Unidad de Coordinación del Proyecto Prodeminca Proyecto MEM BIRF 36-55 EC, p.223.
- Prodeminca. (2000a). *Depósitos Epitermales en la Cordillera Andina*. Evaluación de distritos mineros del Ecuador. Unidad de Coordinación del Proyecto Prodeminca Proyecto MEM BIRF 36-55 EC.
- Prodeminca. (2000b). *Evaluación de Distritos Mineros del Ecuador, manual de exploración de depósitos metalíferos en el Ecuador*. Ministerio de Energía y Minas, Prodeminca, Banco Mundial, BGS, p.98.
- Queralt, I., Kanazirski, M., & Gorova, M. (1996). *Adularia-sericite type wallrock alteration at the María Josefa gold mine: An example of low sulfidation epithermal ore deposit, within the volcanic Rodalquilar Caldera (SE, Spain)*. Acta Geológica Hispanica, 4 ed., Vol. 30, págs. 91-100.
- Ramírez, D. (2004). *Levantamiento geológico carretera Guanta - Sultana.* Sultana del Cóndor Minera S.A., Informe interno.
- Rao, A., & Vishnuvardhana, M. (1970). *Fassaite from a calc-silicate skarn vein near Gondivalasa, Orissa, India*. The American Mineralogist, Vol. 55.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Soler, P., Feraud, G., Jaillard, E., & Ruffet, G. (1995). *Middle Jurassic Volcanism in the Northern and Central Andes*. Revista Geológica de Chile, Vol. 22, págs. 245-259.
- Romeuf, N., Munch, P., Soler, P., Jaillard, E., Pik, R., & Aguirre, L. (1997). *Mise en evidencé de 2 lignées magmatiques dans le volcanisme du Jurassique inférieur de la zone Subandine Équatorienne*. Compte Rendus l`Academie des Sciences. Paris, págs. 324: 361-368.
- Rubinstein, N., & Gargiulo, M. (2005). *Análisis textural de cuarzo hidrotermal del depósito El Pantanito, provincia de Mendoza: Nuevos aportes sobre su génesis*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1 ed., Vol. 60, págs. 96-103.

- Sakharova, M., Ryakhovskaya, S., & Uspenskaya, M. (1994). *Natural and experimental data on gold crystallization in quartz-adularia assemblages*. Geochemistry International, Vol. 31, págs. 155-163.
- Salvi, S. (2000). *Mineral and fluid equilibria in Mo-bearing skarn at the Zenith Deposit, Southwestern Grenville Province, Renfrew Area, Ontario, Canada*. The Canadian Mineralogist, Vol. 38, págs. 937-950.
- Schoen, R., White, D., & Hemley, J. (1974). *Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada*. Clays and Clay Minerals, Vol. 22, págs. 1-22.
- Shelton, K., Reader, J., Ross, L., Viele, G., & Seidemann, D. (1986). *Ba-rich adularia from the Ouchita Mountains, Arkansas: Implications for a postcollisional hydrothermal system*. American Mineralogist, Vol. 71, págs. 916-923.
- Spycher, N., & Reed, M. (1989). *Evolution of a Broadlands-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: implications for the transport and deposition of base, precious and volatile metals*. Economic Geology, Vol. 84, págs. 328-359.
- Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., & Winkler, W. (1999). *Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach*. Tectonophysics, Vol. 307, págs. 255-276.
- Sulcomin. (1999). *Plan de Exploración en el Área del Proyecto Sultana (Octubre-1999).* Informe interno.
- Tschopp, H. (1953). *Oil Exploration in the Oriente of Ecuador*. Bull. AAPG, Vol. 37, págs. 2303-2347.
- Vallance, J., Fontboté, L., Markowski, A., Vennemann, T., Stein, H., Schaltegger, U., & Chiaradia, M. (2006). *Hydrothermal fluid evolution and age of the Nambija oxidized gold skarn (Ecuador).* Nancy, Colloque bilan et prospective du GdR TRANSMET, France, págs. 162-166.
- Villaseñor, M., Gómez, J., Condliffe, E., & Medina, J. (2000). *Origen de la zonación en granates de la chimenea Las Ánimas, Zimapán, Hidalgo, México*. GEOS, 2 ed., Vol. 20, págs. 89-97.
- White, N., & Hedenquist, J. (1990). *Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration*. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 36, págs. 445-474.

- Yilmaz, H. (2002). Ovacik gold deposit: an example of quartz-adularia.type gold mineralization in Turkey. Economic Geology, Vol. 97, págs. 1829-1839.

ANEXO 1: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS EN LÁMINA DELGADA

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
DHB-01-32.32 Este:746215 Norte:9543632 Elev: 2365	Toba de grano grueso epidotizada	Fenocristales: Granate (5%) Matriz: Epidota (85%) Diópsido (3%) Feldespato (3%) Calcita (2%) Cuarzo (2%)	Textura porfidoblástica poikilítica Toba skarnificada (granate - diópsido), bajo una fuerte alteración retrógrada que cambia casi por completo a la roca en una epidotita	Epidota en cristales anhedrales y sobrecrecidos, forman una masa compacta. Epidota como resultado de la retrogradación del diópsido, es decir esta roca previamente fue un skarn de diópsido de grano grueso que permitió la entrada de agua para la formación de la epidota Vetillas rellenas de cuarzo y calcita
DHB-02-3.75 Este: 746230 Norte:9543657 Elev: 2393	Toba de lapilli skarnificada y débilmente adularizada	Fenocristales: Granate (30%) Adularia (4%) Matriz: Diópsido (60%) Epidota (5%) Opacos: Pirita (1%)	Textura porfidoblástica La muestra aun conserva la textura relicta piroclástica de toba de lapilli. Los clastos son granatizados y la matriz es completamente transformada en diópsido Alteración retrógrada de diópsido a epidota	Granates zonados, muestra una alternancia hexagonal con bandas isotropicas (andradita mas pura?) y bandas birrefringentes (grosularita anisotrópica?). Cristales de granate con cavidades y fracturas son rellenadas con adularia. Dos generaciones de adularia, la primera como parte de la matriz es argilitizada, y una segunda generación rellena cavidades y fracturas (feldespato?).

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
DHB-11-0.54 Este: 746223 Norte: 9543668 Elev: 2402	Brecha sedimentaria skarnificada, intensamente epidotizada y calcitizada	Fenocristales: Epidota (20%) Diópsido (7%) Adularia (3%) Matriz: Calcita (70%)	Textura porfidoblástica brechosa 1ro: skarnificación 2do: epidotización 3ro: calcitización 4to: adularización	Clastos sedimentarios de tobas arenosas epidotizadas en una matriz fina skarnificada y posteriormente la roca es calcitizada Adularia como relleno en cavidades y vetillas
DHB-11-2.88 Este: 746223 Norte: 9543669 Elev: 2400	Skarn bandeado de granate y piroxeno	Fenocristales: Granate (63%) Matriz: Diópsido (30%) Calcita (5%) Granate (2%)	Textura bandeada porfidoblástica Skarnificación pervasiva	Cristales de granate isotrópico (andradita?) fueron formados inicialmente como la fase prograda de la skarnificación, posteriormente se forman cristales anisotrópicos de grosularita? Cristales de diópsido de grano fino ocupan espacios entre los granates Calcita tardía rellena espacios
DHB-11-24.28 Este: 746219 Norte: 9543675 Elev: 2380	Skarn de granate y piroxeno	Fenocristales: Granate anisotrópico (75%) Granate isotrópico (5%) Calcita (5%) Matriz: Diópsido (15%)	Textura porfidoblástica Skarnificación pervasiva	En muestra de mano, los cristales de granate son de color blanco, catalogados como hidrogranate, pero visto microscópicamente, la influencia de la coloración del granate no es apreciable. Granate isotrópico posiblemente del tipo hidrogrosularita? Calcita tardía tan solo rellena cavidades y vetillas

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
DHB-11-26.13 Este: 746218 Norte: 9543676 Elev: 2378	Skarn de granate y piroxeno, con alteración de adularia	Fenocristales: Granate (50%) Matriz: Adularia (30%) Calcita (10%) Diópsido (8%). Opacos: Hematita (2%)	Textura porfidoblástica poikilítica 1ro: skarnificación prograda (granate) 2do: skarnificación retrógrada (diópsido y hematita) 3ro: adularización pervasiva 4to: calcitización	Cristales de granate anhedrales alterados a piroxenos – calcita En muestra de mano se observa a la hematita como segregados junto con el diópsido, y de igual manera tienen cristales blanco de granate, que vistos microscópicamente no presentan alguna característica particular Adularia preferentemente en la matriz, con ligera alteración argílica
DHB-23-20.80 Este: 746249 Norte: 9543664 Elev: 2383	Skarn de granate y diópsido	Granate isotrópico (50%) Diópsido (30%) Calcita (13%) Granate anisotrópico (3%) Cuarzo (2%) Opacos: Hematita (4%).	Textura decusada por los cristales de andradita? – grosularita? con inclusiones de calcita recristalizada Skarnificación prograda (granate isotrópico, diópsido) y retrograda (granate anisotrópico en forma de coronas) Diópsido junto con hematita	Zonación en cristales de grosularita? (anisotrópico) como coronas birrefringentes, y hacia el núcleo de andradita? (isotrópico) Calcita y cuarzo como rellenos en cavidades y fracturas Cristales de granate con cavidades rellenas de calcita La calcita se presenta en parte como sucia (oscura en masa) o tan solo es el efecto de una lámina gruesa.

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
DHB-22-20.2 Este: 746226 Norte: 9543688 Elev: 2386	Toba laminada de epidota y diópsido	Epidota (40%) Diópsido (30%) Granate anisotrópico (15%) Granate isotrópico (5%) Tremolita (5%) Calcita (4%) Cuarzo (1%)	Textura decusada con bandeado granoblástico finogranular Roca laminada skarnificada (diópsido), donde las capas más permeables permiten el ingreso de agua que provoca una fuerte epidotización	Dentro de la laminación se da un cambio transicional de granate + diópsido hacia epidota con diópsido, luego a diópsido masivo finogranular, a continuación continua un cambio de granate + diópsido hacia granate con diópsido, luego viene un paquete de diópsido masiva, que pasa una capa con granate + diópsido adicionándose posteriormente cristales de granate, después aparece epidota con diópsido y granate. Vetillas tardías rellenas de calcita y calcita con cuarzo, son paralelas a la estratificación
SS-09-60.35 Este: 746248 Norte: 9543662 Elev: 2385	Skarn de diópsido y granate	Diópsido (67%) Granate (30%) Clorita (2%) Calcita (1%)	Textura porfidoblástica, finogranular en matriz con relictos blásticos Skarn de la zona media (zonación de skarn) con mayor diópsido Calcita tardía como vetillas	En muestra de mano se ve oro visible inmerso en una matriz masiva finogranular de diópsido. La muestra en una vista microscópica, no evidencia microvetillas que se relaciones con el oro depositado, tan solo los cristales de diópsido presentan una disposición equigranular con fina permeabilidad?, pero el origen y el medio de deposición del oro no es claro Clorita aparece como relleno de vacios. Cristales euhedrales de granate inmersos en una matriz fina de diópsido

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
DHB-08-15.30 Este: 746241 Norte: 9543652 Elev: 2383	Skarn de diópsido y granate	Diópsido (70%) Granate (28%) Calcita (1%) Opacos: Hematita (1%) Oro	Textura nematoblástica con matriz y blástos de diópsido, porfidoblástos alargados y entrecruzados, variando a una textura granoblástica equigranular de piroxeno hasta una textura porfidoblástica con blástos de granate sobre una matriz de piroxeno Skarnificación	Oro inmerso en una masa de diópsido Hematita presente junto con cristales de diópsido. La mineralización de oro en el skarn de diópsido, posiblemente se relata a la etapa retrógrada de la skarnificación Skarn de la zona media (zonación de skarn) con mayor diópsido Calcita como relleno de fracturas
DHB-17-11.70 Este: 746223 Norte: 9543675 Elev: 2392	Stockwork de cuarzo, adularia y oro en un skarn de granate	Cuarzo (60%) Adularia (20%) Granate anisotrópico (20%) Granate isotrópico (10%) Tremolita (4%) Clorita (3%) Calcita (3%) Opacos: Oro	Textura porfidoblástica, atravesado por un stockwork relleno de cuarzo – adularia – oro, con cristales de granate suspendidos en las vetillas. Skarnificación prograda y retrograda, argilitización	Se muestra relictos de granates prograd os que se van argilitizando y una nueva generación de granates que conjuntamente con cuarzo y adularia, depositan oro. Mineralización hidrotermal canalizada, con la paragénesis cuarzo, adularia, oro Cristales de granate han sido alterados por el pulso hidrotermal, dejando sombras y relictos de granate.

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
DH28-39-8.25 Este: 746310 Norte: 9544205 Elev: 2329	Skarn de granate	Granate anisotrópico (90%) Clorita (3%) Calcita (3%) Cuarzo (2%) Granate isotrópico (1%) Opacos: Hematita (1%)	Textura granoblástica equigranular Skarnificación intensa Alteración propilítica en intersticios de granate con clorita y calcita	En muestra de mano, los cristales de granate son de color verde oliva, visto microscópicamente, los granates son euhedrales anisotrópicos (grosularita?), tan solo con centros localizados isotrópicos (andradita?) Clorita como producto de alteración del granate, rellena cavidades en los granates
DH28-39-5.9 Este: 746312 Norte: 9544204 Elev: 2330	Contacto entre un skarn de granate y una toba fina silicificada	Granate (40%) Plagioclasa (30%) Epidota (6%) Calcita (5%) Diópsido (3%) Cuarzo (12%) Clorita (4%)	Textura granoblástica con microlitos de diópsido La alteración primaria es selectiva, ya que afecta a la litología andesítica con la skarnificación y a litología más ácida con la silicificación	En la zona de contacto se da un cambio transicional de granate masivo a toba silicificada con microlitos suspendidos de piroxeno, junto con calcita.
DH28-36-11 Este: 746262 Norte: 9544113 Elev: 2279	Skarn de granate con hematita	Granate (91%) Calcita (3%) Feldespato (3%) Cuarzo (2%) Hematita (1%)	Textura granoblástica La roca es intensamente skarnificada	Cristales de granate con zonación concéntrica La hematita como producto de la retrogradación del granate Vetillas de cuarzo y calcita

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
SS-01-12 Este:746260 Norte:9544281 Elev:2408	Skarn de diópsido	Diópsido (76%) Feldespato (10%) Granate (7%) Calcita (4%) Epidota (2%) Opacos: Hematita (1%)	Textura granoblástica finogranular con locales microfenocristales Matriz compuesta por diópsido – feldespato – calcita – epidota Cristales de diópsido son muy finogranulares	Diópsido como constituyente mayoritario de la matriz presenta microlitos alargados y entrecruzados Epidota en menor cantidad en la matriz asociado con diópsido Vetilla rellena de calcita
SS-01-59 Este:746281 Norte:9544263 Elev:2370	Toba fina silicificada con vetillas rellenas de granate - diópsido	Fenocristales: Granate isotrópico (25%) Calcita (10%) Clorita (8%) Granate anisotrópico (5%) Diópsido (1%) Matriz: Cuarzo (40%) Plagioclasa (10%) Opacos: Pirita (1%)	Textura de infiltración, vetillas Calcita rellena fracturas e intersticios de granates Diópsido se altera a clorita + calcita Roca silicificada microcristalina provoca que no se puede distinguir la concentración de cuarzo – plagioclasa	Cristales de andradita? como microlitos isotrópicos Cristales de grosularita? como microlitos anisotropicos Vetilla rellena de clorita Toba de ceniza fina de composición ácida (félsica) Cristales de diópsido como inclusiones sobre cristales de granate Vetillas rellenas de granate (andradita? – grosularita?) y diópsido atraviesan una matriz silicificada

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
SS-01-105.4 Este:746302 Norte:9544244 Elev:2333	Skarn de granate y piroxeno con intensa alteración retrograda y de adularia	Fenocristales: Granate anisotrópico (10%) Tremolita (10%) Clorita (5%) Granate isotrópico (2%) Matriz: Adularia (37%) Cuarzo (10%) Diópsido (10%) Calcita (10%) Arcilla (5%) Opacos: Hematita (1%) Esfena	Textura porfidoblástica Tremolita en cristales alargados fibrosos Alteración retrograda de diópsido a tremolita y clorita Alteración retrograda de granate andradita? a granate grosularita? de tono verdoso Alteración de tremolita a calcita con clorita	Calcita tardía rellena intersticios en la matriz Fenocristales de diópsido en una matriz de adularia Adularia como microlitos euhedrales a subhedrales con alteración argílica Diópsido en cristales euhedrales a subhedrales El protolito es probablemente una toba de grano fino
SS-01-116.6 Este:746307 Norte:9544239 Elev:2324	Skarn de granate con intensa adularización	Granate anisotrópico (50%) Adularia (30%) Clorita (10%) Calcita (8%) Plagioclasa (2%) Opacos: Hematita Rutilo	Textura nematoblástica Adularia con alteración argílica	Cristales euhedrales de granate hasta finos microlitos suspendidos en la matriz Calcita rellenando intersticios Diópsido totalmente alterado a clorita, calcita, hematita Calcita y adularia confundibles a simple vista

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
SS-02-103.2 Este:746385 Norte:9544177 Elev:2382	Skarn de diópsido con débil alteración propilitica	Diópsido (77%) Granate anisotrópico (5%) Calcita (5%) Tremolita (4%) Plagioclasa (3%) Cuarzo (2%) Epidota (1%) Opacos: Pirita (3%)	Textura granoblástica finogranular Débil alteración propilitica (calcita + tremolita + cuarzo + epidota + pirita)	Vetilla rellena de pirita – cuarzo Diópsido masivo en microlitos alargados entrecruzados Cristales de diópsido suspendidos en una matriz de calcita
SS-02-181.5 Este:746385 Norte:9544177 Elev:2304	Zona de contacto entre un skarn de diópsido y una toba fina silicificada con intensa adularización	Plagioclasa (50%) Cuarzo (12%) Adularia (12%) Diópsido (10%) Granate anisotrópico (7%) Epidota (6%) Calcita (3%) Opacos: Hematita	Textura lepidoblástica Alteración epitermal (adularia) Adularia con alteración argílica (arcillas) y débil alteración propilitica (epidota + calcita + cuarzo)	Granate con inclusiones de microlitos de diópsido Cristales de adularia sobresalen como fenocristales en una matriz fina silicificada Granates como relictos Se evidencia el contacto entre tobas silicificadas y skarn de diópsido Diópsido presente como fenocristales y como microlitos en la matriz Calcita bordea a opacos

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
SS-02-201.4 Este:746385 Norte:9544177 Elev:2284	Skarn de granate con alteración propilitica e intensa adularización	Fenocristales: Granate anisotrópico (10%) Tremolita (5%) Diópsido (1%) Granate isotrópico (1%) Matriz: Adularia (75%) Calcita (4%) Plagioclasa (4%)	Textura porfidoblástica Diópsido se altera a tremolita Adularia con alteración argílica	Cristales de tremolita junto a diópsido Vetilla rellena de calcita No se han hallado facies opacas Vetillas rellenas de clorita Cristales de adularia con alteración argílica presentan un tono café claro que junto a calcita a primera vista se confunde
SS-02-206.6 Este:746385 Norte:9544177 Elev:2279	Skarn de granate y tremolita	Granate anisotrópico (20%) Granate isotrópico (10%) Tremolita (10%) Feldespato (25%) Calcita (15%) Plagioclasa (10%) Arcillas (5%) Clorita (2%) Epidota (2%) Rutilo (1%)	Textura porfidoblastica Tremolita como producto de alteración del diópsido Matriz félsica con alteración argílica Calcita rellena fracturas en granates	Piroxeno no se ha hallado tan solo tremolita, lo que indica que la roca se ha tremolitizado completamente El diópsido primario ha sido enteramente alterado a tremolita Roca bajo una intensa alteración propilítica que se sobreimpone al estado retrógrado del skarn, por lo que no es fácilmente distinguible entre estas d0s alteraciones, pudiendo ser la misma?

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
SS-03-68.3 Este:746263 Norte:9544057 Elev:2332	Toba skarnificada e intensamente propilitizada y mineralizado con pirita	Calcita (30%) Diópsido (25%) Clorita (20%) Plagioclasa (13%) Granate anisotrópico (5%) Opacos: Pirita (7%)	Textura lepidoblastica Diópsido se altera a clorita + calcita Alteración propilitica dominante (calcita –clorita – plagioclasa – pirita)	Cristales de pirita con inclusiones de microlitos de plagioclasa Granate anisotrópico con tono verde Calcita rellenando intersticios Matriz compuesta por plagioclasa – calcita – diópsido Plagioclasa como relleno de intersticios y como microlitos en la matriz Microlitos muy finos de diópsido en la matriz
SS-03-96 Este:746269 Norte:9544052 Elev:2305	Zona de contacto entre una skarn de granate y una toba silicificada, separados por una vetilla rellena de cuarzo - feldespato	Granate isotrópico (35%) Plagioclasa (27%) Cuarzo (15%) Granate anisotrópico (10%) Calcita (10%) Clorita (2%) Opacos: Hematita (1%) Rutilo	Textura transicional granoblástica (grano grueso a grano fino) Calcita rellena fracturas e intersticios en granates Clorita como intersticio entre granates y feldespatos	Vetilla rellena de cuarzo – hematita Cristales isotrópicos de andradita? son granates amarillos en muestra de mano Granate con transición de tono amarillo – isotrópico a incoloro – anisotropico, esta característica se evidencia en vetillas isoformas Vetilla con opacos Cuarzo rellenado intersticios

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
SS-03-106.6 Este:746272 Norte:9544050 Elev:2295	Toba skarnificada con alteración propilítica	Plagioclasa (25%) Calcita (20%) Granate isotrópico (15%) Granate anisotrópico (10%) Diópsido (10%) Clorita (10%) Tremolita (4%) Epidota (3%) Clinozoisita (2%) Hematita (1%) Rutilo	Textura porfidoblástica Plagioclasa con una ligera alteración argílica Calcita rellenando fracturas e intersticios Clorita en la matriz junto con epidota y feldespato	Diópsido junto a epidota Plagioclasa como relleno de intersticios y en la matriz como microlitos alargados entrecruzados Rutilo como agujas de color rojo vino sobre cristales de granate
SS-03-126 Este:746276 Norte:9544046 Elev:2276	Toba skarnificada con intensa alteración de adularia y alteración propilítica	Adularia (45%) Cuarzo (20%) Plagioclasa (14%) Granate anisotrópico (5%) Calcita (5%) Arcillas (5%) Tremolita (2%) Hematita (2%) Granate isotrópico (1%) Clorita (1%)	Textura porfidoblástica Adularia con alteración argílica Tremolita y clorita como producto de la alteración retrograda total del diópsido	Granate anisotrópico con tono verde oliva en granulos finos en forma de cadenas Hematita bordea a los cristales de granate La alteración argílica provoca una textura masiva café oscura Lamina representa una veta rellena de cuarzo – adularia en un skarn

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
SS-04-43.8 Este:746259 Norte:9544082 Elev:2355	Dique andesitico con fenocristales de diópsido y magnetita?	Fenocristales: Augita (5%) Clorita (5%) Calcita (2%) Matriz: Albita (17%) Andesina (56%) Opacos: Magnetita (15%)?	Textura intergranular fluidal con microlitos de plagioclasa entrecruzados con cristales de augita y opacos intersticiales La matriz de plagioclasa se asocia con microlitos de augita y calcita	Cristales de clorita junto a calcita Cristales de plagioclasa muestran una textura fluidal, esta orientación se debe a la dirección de intrusión del cuerpo subvolcánico Microscópicamente la matriz es de textura microporfiritica con cristales de plagioclasa.
SS-04-110.5 Este:746277 Norte:9544093 Elev:2291	Skarn de granate con alteración propilitica mayormente clorítica	Granate isotrópico (35%) Clorita (20%) Granate anisotrópico (15%) Calcita (12%) Diópsido (10%) Feldespato (10%) Tremolita (5%) Cuarzo (2%) Opacos: Pirita (1%)	Textura transicional granoblástica (grano grueso – grano fino – grano grueso) Granates con fracturas e intersticios rellenos de calcita Diópsido se altera a clorita + tremolita Feldespatos con alteración argílica	Granate amarillo se presenta como andradita? isotrópica Vetilla rellena de pirita + cuarzo Vetilla con relleno crustiforme de clorita al centro y calcita a los costados Matriz mas clorítica antes que diópsidica Vetilla rellena de calcita + pirita

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
SS-04-115 Este:746278 Norte:9544093 Elev:2287	Skarn de granate con adularización intensa	Fenocristales: Granate anisotrópico (10%) Matriz: Adularia (65%) Calcita (10%) Clorita (8%) Plagioclasa (5%) Diópsido (2%)	Textura granoblástica finogranular con locales microfenocristales Diópsido se altera a clorita Adularia con alteración argílica	Adularia con alteración argílica presenta una coloración café claro Vetilla rellena de calcita No se evidencian facies de opacos
SS-05-35.3 Este:746227 Norte:9543967 Elev:2283	Skarn de granate isotrópico – piroxeno con alteración retrograda, propilitica, adularia y argílica	Adularia (32%) Granate anisotrópico (30%) Granate isotrópico (10%) Tremolita (6%) Calcita (5%) Plagioclasa (5%) Clorita (3%) Cuarzo (3%) Diópsido (2%) Clinozoisita (2%) Epidota (2%) Opacos: Pirita	Textura lepidoblástica Adularia con alteración argílica Alteración propilitica por clorita + tremolita+ epidota + calcita + pirita Tremolita se altera a calcita Calcita en fracturas e intersticios de granates	Microlitos de diópsido junto a cristales de granate – calcita Vetilla rellena de cuarzo – calcita Epidota junto a tremolita Cristales característicos de tremolita fibrosos alargados Se da un cambio transicional de granate masivo a tremolita + epidota

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
SS-06-10.5 Este:746192 Norte:9543868 Elev:2305	Skarn de granate con alteración propilitica y adularización intensa	Granate anisotrópico (35%) Adularia (35%) Plagioclasa (15%) Tremolita (7%) Clorita (5%) Epidota (3%) Opacos: Rutilo	Textura granoblástica atravesado por vetillas en stockwork Tremolita se altera a epidota Adularia con alteración argílica	Vetillas en stockwork rellenas de calcita – adularia Cristales de epidota junto a tremolita Adularia de coloración café claro producto de la alteración argílica
H56-12.3 Este:746316 Norte:9544147 Elev:2338	Skarn de granate con alteración retrograda	Fenocristales: Granate anisotrópico (30%) Tremolita (10%) Diópsido (5%) Granate isotrópico (2%) Epidota (2%) Matriz: Adularia (30%) Calcita (5%) Arcillas (5%) Plagioclasa (3%) Cuarzo (2%) Clorita (1%)	Textura porfidoblástica La toba fue inicialmente skarnificada (granate isotrópico y pequeñas cantidades de diópsido) luego sufrió una alteración retrograda. El granate isotrópico fue transformad en granate anisotrópico debido a la invasión de soluciones epitermales (adularia, cuarzo, epidota, clorita) Adularia con alteración argílica	Granate con microfracturas rellenas de calcita Vetillas rellenas de Plagioclasa – cuarzo Argilitización de feldespato produce una textura masiva café oscura con débil birrefringencia Diópsido se caracteriza por tener un relieve alto, baja birrefringencia y signo óptico positivo No se hallan fases de opacos Megacristales de granate isotrópico Diópsido se altera a tremolita y epidota

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
M28-1 Este:746302 Norte:9544115 Elev:2310	Brecha volcanoclástica skarnificada, adularizada y posteriormente alterada propilíticamente	Fenocristales: Plagioclasa (77%) Adularia (5%) Diópsido (3%) Granate anisotrópico (2%) Matriz: Epidota (10%) Calcita (1%) Opacos: Pirita (2%)	Textura brechosa matriz soportada Skarnificación primaria (granate anisotrópico – diópsido) Alteración potásica (adularia) Clastos félsicos con alteración propilitica (epidota – calcita – pirita)	Clastos locales con pirita fina diseminada Fenocristales rotos de plagioclasa Matriz fuertemente epidotizada
M28-2 Este:746328 Norte:9544195 Elev:2334	Skarn de granate (tono verdoso) con un stockwork de cuarzo	Fenocristales: Granate anisotrópico (35%) Granate isotrópico (20%) Matriz: Plagioclasa (20%) Cuarzo (15%) Clorita (5%) Calcita (5%)	Textura granoblástica en stockwork Calcita rellena en fracturas e intersticios de granates	Granate isotrópico (andradita?) Granate anisotrópico (grosularita?) Cristales de granate isotrópico con inclusiones de microlitos de calcita y piroxeno Cristales de granate anisotrópico con bordes isotrópicos Cristales de granate anisotrópico con tono verde Clorita característica en vetilla junto con calcita

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
Dy-R1 Este:746110 Norte:9543915 Elev:2283	Andesita fluidal con débil alteración propilitica	Plagioclasa (58%) Feldespato (10%) Epidota (10%) Clorita (3%) Cuarzo (2%) Tremolita (2%) Opacos: Pirita (15%)	Textura fluidal afanítica, local microfenocristales de plagioclasa Vetilla atraviesa a la roca marcando una aureola de alteración propilitica con clorita – epidota – plagioclasa – pirita Plagioclasa débilmente propilitizada	Cristales de tremolita junto a epidota Vetilla rellena de plagioclasa – epidota – pirita Fenocristales de plagioclasa ligeramente orientados Cristales rotos de plagioclasa Vetilla rellena de clorita corta a la estratificación En muestra de mano se muestra como una roca afanítica negra
Dy-R2 Este:746145 Norte:9543903 Elev:2279	Pórfido dacítico	Fenocristales: Cuarzo (20%) Feldespato (10%) Matriz: Plagioclasa (55%) Biotita (5%) Clorita (5%) Tremolita (2%) Opacos: Pirita (2%) Rutilo (1%)	Textura porfídica Débil alteración argílica de plagioclasas Vetilla rellena de rutilo genera un halo de alteración propilitica a la plagioclasa	Fenocristales de feldespato ligeramente argilitizadas Cristal de pirita con textura porosa escoracea Cristales de clorita junto a tremolita Longitud de fenocristales de plagioclasa hasta 7 mm

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
6733-Bx Este:746422 Norte:9542782 Elev:2466	Brecha volcanoclástica andesítica matriz soportada con alteración propilitica intensa en la matriz y leve en los clastos	Clastos: Plagioclasa (15%) Andesina (20%) Matriz: Tremolita (30%) Epidota (20%) Plagioclasa (13%) Opacos: Pirita (2%)	Textura brechosa matriz soportada Clastos son de andesitas afaniticas con alteración propilitica (cristales de epidota – tremolita sobre cristales de plagioclasa)	Clastos andesiticos con fenocristales y matriz de plagioclasa Vetilla rellena de calcita – Plagioclasa Cristales de andesina encierran a cristales de Plagioclasa Clastos andesiticos afaniticos con microlitos de plagioclasa Cristales de clorita a manera de gotas gruesas entre cristales de plagioclasa Cristales característicos de tremolita
6733-Tbpy Este:746424 Norte:9542770 Elev:2466	Toba fina skarnificada (diópsido), epidotizada y tremolitizada	Diópsido (43%) Epidota (30%) Clinozoisita (10%) Plagiclasa (10%) Tremolita (5%) Opacos: Pirita (2%)	Textura decusada con microcristales de epidota entrecruzados Plagioclasa con débil alteración argílica (arcillas) Andesina se altera a epidota Diópsido se altera a epidota – tremolita	Cristales de epidota toma la forma de relictos de plagioclasa Cristales euhedricos característicos de diópsido Matriz con microlitos de plagioclasa alterados a arcillas Paragénesis de piroxeno – epidota - plagioclasa

NÚMERO DE MUESTRA	NOMBRE DE LA ROCA	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	TEXTURA Y ALTERACIÓN	OBSERVACIONES
6689-Tb Este:746408 Norte:9542688 Elev:2466	Toba fina skarnificada (diópsido) y epidotizada con meteorización supergénica de óxidos de Fe	Epidota (60%) Clinozoisita (20%) Diópsido (10%) Plagioclasa (3%) Opacos: Óxidos hematiticos (5%) Pirita (2%) Rutilo	Textura granoblástica finogranular Meteorización afecta a la roca con vetillas rellenas de óxidos hematiticos Paragénesis: epidota – diópsido – clinozoisita - Plagioclasa	Clinozoisita junto a epidota Óxidos hematiticos como segregados en vetillas La matriz consiste de epidota – clinozoisita – diópsido Vetilla rellena de Plagioclasa con óxidos hematiticos
TW-01 Este:746365 Norte:9542635 Elev:2458	Toba andesítica laminada	Fenocristales: Plagioclasa (30%) Vidrio volcánico (7%) Cuarzo (3%) Matriz: Plagioclasa (52%) Opacos: Rutilo (8%)	Textura finogranular laminada Plagioclasa con débil alteración argílica (arcillas) Meteorización genera óxidos rojos traslucidos Roca sin alteración hidrotermal, posiblemente pueda representar la composición más cercana a la de un protolito	Los microfenocristales de plagioclasa se pueden diferenciar de una matriz de ceniza fina Vidrio volcánico de color negro, forma laminaciones anostomosadas Textura de plagioclasa en la matriz es mas granular Vidrio volcánico junto a rutilo en microlitos.