

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y  
PETRÓLEOS**

**ESTUDIO GEOVULCANOLÓGICO DE LA ZONA SUR DE LA  
CALDERA CHACANA, PROVINCIAS DE NAPO – PICHINCHA**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO  
GEÓLOGO**

**VILLARES JIBAJA FABIAN MARCELO**

fabmar18@hotmail.com

**DIRECTOR: ING. BERNARDO BEATE**

bbeate49@gmail.com

**Quito, Octubre 2010**

## DECLARACIÓN

Yo, Fabián Marcelo Villares Jibaja, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado 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.

-----  
Fabián Marcelo Villares Jibaja

## **CERTIFICACIÓN**

Certifico que le presente trabajo fue desarrollado por Fabián Marcelo Villares Jibaja, bajo mi supervisión.

-----  
Ing. Bernardo Beate  
DIRECTOR DE PROYECTO

## AGRADECIMIENTOS

A mis profesores, por sus enseñanzas y consejos impartidos durante mi paso por la Universidad.

A Bernardo Beate por su asesoría, dirección y motivación para el desarrollo de este trabajo, ya que gracias a sus enseñanzas y discusiones se llegó a un buen término la investigación.

Al Departamento de Geología de la E.P.N. por proporcionar un espacio físico para el desarrollo de este trabajo.

Al Instituto Geofísico de la E.P.N., en especial a Minard Hall y Silvana Hidalgo quienes a través de sus discusiones, enseñanzas y revisiones me ayudaron con el entendimiento y la sistematización de los datos.

A ELECTROGUAYAS S.A. por contribuir con el financiamiento de esta investigación.

A Stalin Benitez por apoyar el desarrollo de este trabajo y contribuir con esta investigación.

A la comunidad El Tambo, por permitirme el ingreso para el desarrollo de la investigación en esta zona, de la misma manera, a todo el grupo de guías con quienes recorrimos los lugares más fantásticos e inhóspitos de la caldera, ya que gracias a su ayuda el trabajo de campo se la realizó de una manera muy eficiente.

A mis amigos y amigas, por todo el tiempo compartido a lo largo de la carrera, por su alegría, comprensión y paciencia mostrada para superar todos los buenos y malos momentos.

Y a todas aquellas personas que de una u otra forma, colaboraron o participaron en la realización de esta investigación, hago extensivo mi más sincero agradecimiento.

## DEDICATORIA

Este trabajo es dedicado a las personas cuyo esfuerzo, trabajo, dedicación y amor me motivaron durante mi paso por la universidad:

Mis Padres.

## CONTENIDO

<b>DECLARACIÓN.....</b>	<b>I</b>
<b>CERTIFICACIÓN .....</b>	<b>II</b>
<b>AGRADECIMIENTOS.....</b>	<b>III</b>
<b>DEDICATORIA .....</b>	<b>IV</b>
<b>CONTENIDO.....</b>	<b>V</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS .....</b>	<b>X</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS.....</b>	<b>XIV</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>XIV</b>
<b>RESUMEN .....</b>	<b>XV</b>
<b>PRESENTACIÓN.....</b>	<b>XVI</b>
<b>CAPÍTULO 1 .....</b>	<b>1</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1. ANTECEDENTES.....	1
1.2. JUSTIFICATIVOS.....	2
1.3. OBJETIVOS.....	2
1.3.1. OBJETIVO GENERAL.....	2
1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
1.4. METODOLOGÍA Y ALCANCE.....	3
1.5. MATERIAL CARTOGRÁFICO BÁSICO UTILIZADO.....	4
1.6. ÁREA DE ESTUDIO.....	4
1.6.1. UBICACIÓN.....	4
1.6.2. MORFOLOGÍA.....	6
1.6.3. ACCESO.....	7
1.6.4. CLIMA, FLORA Y FAUNA.....	7
1.6.5. POBLACIÓN.....	9
1.7. TRABAJOS PREVIOS.....	9
1.8. ASPECTOS CONCEPTUALES Y ELEMENTOS DE UNA CALDERA....	12
1.9. DESARROLLO DEL TRABAJO.....	15
<b>CAPÍTULO 2.....</b>	<b>16</b>
<b>2. GEOLOGÍA REGIONAL.....</b>	<b>16</b>
2.1. INTRODUCCIÓN.....	16
2.2. MARCO GEODINÁMICO ACTUAL.....	18



3.3.2.8.	(UNIDAD 9) BRECHA QUINCHARRUMI.....	58
3.3.2.9.	(UNIDAD 10) SECUENCIA VOLCÁNICA CHAQUISCACOCHA. .....	61
3.3.2.10.	(UNIDAD 11) VITRÓFIROS Y DACITAS. ....	63
3.3.3.	(UNIDAD 12) DIQUES ANULARES.....	65
3.3.4.	ACTIVIDAD POST-COLAPSO DE LA CALDERA. ....	67
3.3.4.1.	RELLENO INICIAL DE LA CALDERA.....	67
3.3.4.1.1.	(Unidad 13) Ignimbritas y brechas syn-colapso caldérico.....	67
3.3.4.1.2.	(Unidad 14) Lavas andesíticas – dacíticas negras. ....	69
3.3.4.1.3.	(Unidad 15) Sedimentos lacustres.....	73
3.3.4.2.	INTRUSIÓN DE SILL/LACOLITO RIOLÍTICO Y RESURGENCIA DE LA CALDERA (INFERIDO).....	75
3.3.4.2.1.	(Unidad 16) Brecha Freatomagmática Mogotes. ....	76
3.3.4.2.2.	(Unidad 17) Domos y flujos riolíticos tempranos.....	79
3.3.4.3.	ACTIVIDAD VOLCÁNICA ENTRE 240 – 160 KA.....	82
3.3.4.3.1.	(Unidad 18) Volcánicos Tabla Rumi. ....	82
3.3.4.3.2.	(Unidad 19) Volcánicos Plaza de Armas. ....	87
3.3.4.3.3.	(Unidad 20) Volcánicos Chusalongo.....	92
3.3.4.3.4.	(Unidad 21) Flujos del borde topográfico.....	97
3.3.4.3.5.	(Unidad 22) Flujos Intracaldera.....	100
3.3.4.3.6.	(Unidad 23) Domos.....	102
3.3.4.3.7.	(Unidad 24) Volcánicos Singunay.....	108
3.3.4.3.8.	(Unidad 25) Diques Riolíticos. ....	111
3.3.4.4.	(UNIDAD 26) FLUJOS DE LAVA EXTRUIDOS ENTRE 40 – 20 KA.       112	
3.3.4.5.	DEPÓSITOS RECIENTES.....	116
3.3.4.5.1.	(Unidad 27) Volcánicos Antisana.....	116
3.3.4.5.2.	(Unidad 28) Depósitos Glaciares. ....	119
3.3.4.5.3.	(Unidad 29) Lahares, materiales de caída (tefras) y morrenas retrabajadas. ....	121
3.3.4.5.4.	(Unidad 30) Flujos de lava históricos.....	122
3.3.4.5.5.	(Unidad 31) Depósitos coluviales y aluviales.....	125
3.4.	RASGOS ESTRUCTURALES Y TECTÓNICA.....	127
3.4.1.	SISTEMA NORORIENTAL. ....	128

3.4.2. SISTEMA NOROCCIDENTAL.....	129
3.4.3. SISTEMA E-W.....	130
3.5. ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN.....	131
3.5.1. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES.....	131
3.6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	135
<b>CAPÍTULO 4.....</b>	<b>140</b>
<b>4. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS.....</b>	<b>140</b>
4.1. INTRODUCCIÓN.....	140
4.2. DEFINICIÓN DE LOS GRUPOS DE ROCAS.....	142
4.2.1. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS.....	142
4.2.2. ELEMENTOS MAYORES.....	145
4.2.3. ELEMENTOS EN TRAZAS.....	148
4.3. INTERPRETACIÓN PETROLÓGICA DE LOS DATOS.....	153
4.3.1. AFINIDADES.....	153
4.3.2. PROCESOS DE EVOLUCIÓN.....	157
4.3.2.1. PARTICIPACIÓN POTENCIAL DE LA CRISTALIZACIÓN FRACCIONAL.....	158
4.3.2.2. PARTICIPACIÓN POTENCIAL DE PROCESOS DE AFC.....	161
4.3.2.3. POTENCIAL PARTICIPACIÓN DE UN PROCESO DE MEZCLA DE MAGMAS.....	162
4.3.2.4. PARTICIPACIÓN DE LA FUSIÓN PARCIAL.....	162
4.4. DISCUSIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN DE LOS MAGMAS.....	163
<b>CAPÍTULO 5.....</b>	<b>166</b>
<b>5. CONSIDERACIONES GEOTÉRMICAS.....</b>	<b>166</b>
5.1. INTRODUCCIÓN.....	166
5.2. ÁREAS DE INTERÉS GEOTÉRMICO EN LA ZONA SUR DE LA CALDERA CHACANA.....	167
5.3. MANIFESTACIONES TERMALES EN SUPERFICIE.....	169
5.4. GEOQUÍMICA DE FLUIDOS (AGUAS Y GASES).....	170
5.4.1. GEOQUÍMICA DE AGUAS.....	171
5.4.2. GEOTERMÓMETROS.....	177
5.4.3. GEOQUÍMICA DE GASES.....	180
5.5. PROSPECTOS GEOTÉRMICOS.....	182
5.5.1. PROSPECTO GEOTÉRMICO CACHİYACU.....	182

5.5.1.1.	UBICACIÓN Y ACCESO.....	182
5.5.1.2.	DEPÓSITOS HIDROTERMALES ACTUALES EN CACHİYACU. .....	182
5.5.1.3.	MODELO GEOTÉRMICO PRELIMINAR PARA CACHİYACU.	182
5.5.1.4.	EVALUACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO HIPOTÉTICO EN CACHİYACU. ....	185
5.5.2.	PROSPECTO GEOTÉRMICO JAMANCO. ....	187
5.5.2.1.	UBICACIÓN Y ACCESO.....	187
5.5.2.2.	DEPÓSITOS HIDROTERMALES ACTUALES EN JAMANCO.	188
5.5.2.3.	MODELO GEOTÉRMICO PRELIMINAR PARA JAMANCO. ...	188
5.5.2.4.	EVALUACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO HIPOTÉTICO EN JAMANCO. ....	190
5.5.3.	PROSPECTO GEOTÉRMICO CHACANA SUR.....	191
5.6.	CONTENIDO Y FLUJO DE CALOR.....	192
5.7.	COMENTARIOS.....	193
<b>CAPÍTULO 6</b>	.....	<b>196</b>
<b>6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.</b>	.....	<b>196</b>
6.1.	CONCLUSIONES.....	196
6.2.	RECOMENDACIONES. ....	199
<b>REFERENCIAS</b>	.....	<b>201</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1 MAPA DE UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO, SE MUESTRA LAS ÁREAS PROTEGIDAS EN LA ZONA DE ESTUDIO Y EN LOS ALREDEDORES. ....	5
FIGURA 1.2 TRANSECTA BOTÁNICA EN UN VALLE GLACIAR DEL PÁRAMO DE PAPALLACTA (TOMADO DE QUINTANILLA, 1983). ....	8
FIGURA 1.3 MODELO GENERALIZADO DE EVOLUCIÓN DE UNA CALDERA RIOLÍTICA, (LIPMAN, 1984, 2000). ....	13
FIGURA 1.4 MODELO GENERALIZADO DE UNA CALDERA CON SUBSIDENCIA DE PLACA (PISTÓN) MOSTRANDO LOS PRINCIPALES ELEMENTOS DE UNA CALDERA, (LIPMAN, 1997, 2000). ....	14
FIGURA 1.5 MODELO DE SUBSIDENCIA MOSTRANDO LAS RELACIONES GEOMÉTRICAS EN SUPERFICIE Y EN PROFUNDIDAD, ASÍ COMO LA GEOMETRÍA DE LA CÁMARA MAGMÁTICA, (LIPMAN, 1997, 2000). ....	15
FIGURA 2.1 MARCO GEODINÁMICO DEL ECUADOR, SE MUESTRAN LOS VOLCANES ACTIVOS EN LOS TERRITORIOS CONTINENTAL E INSULAR. SE CONSIDERA COMO VOLCANES ACTIVOS A AQUELLOS QUE HAN TENIDO ERUPCIONES EN LOS ÚLTIMOS 10 000 AÑOS. ....	19
FIGURA 2.2 DIVISIONES LITOTECTÓNICAS DE LA CORDILLERA REAL (MODIFICADO Y SIMPLIFICADO DE: LITHERLAND ET, AL., 1994). ....	21
FIGURA 2.3 ARCO VOLCÁNICO ECUATORIANO, FORMA PARTE DE LA ZONA VOLCÁNICA NORTE DE LOS ANDES (NVZ), QUE SE EXTIENDE DESDE LOS 5° N (VOLCÁN CERRO BRAVO, COLOMBIA) HASTA LOS 2° S (VOLCÁN SANGAY, ECUADOR). ....	28
FIGURA 2.4 TECTÓNICA REGIONAL DEL ECUADOR CONTINENTAL, MODIFICADO DE SOULAS ET AL, 1991. ....	32
FIGURA 3.1 IMAGEN DE RELIEVE, SE INDICA LOS NOMBRES DE LAS ELEVACIONES Y LUGARES CARACTERÍSTICOS DE LA ZONA. IMAGEN DE FONDO TOMADA DE GOOGLE MAPS 2010. ....	35
FIGURA 3.2 RESUMEN DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA SUR DE LA CALDERA CHACANA. ....	39
FIGURA 3.3 VISTA AÉREA DEL ÁREA DE ESTUDIO, FOTO TOMADA DESDE EL SE; AL CENTRO LA LAGUNA PAPALLACTA. SE MUESTRA EL BORDE TOPOGRÁFICO SURESTE DE LA CALDERA CHACANA, SE MUESTRA EL CONTACTO PROBABLE ENTRE LOS VOLCÁNICOS Y EL METAMÓRFICO. HACIA EL NORTE DOMOS INTRACALDERA Y EL FLUJO HISTÓRICO DE PAPALLACTA. (FOTO: S. VALLEJO IG-EPN). ....	48
FIGURA 3.4 BORDE TOPOGRÁFICO OCCIDENTAL DE LA CALDERA CHACANA, SE MUESTRA VARIAS DE LAS UNIDADES QUE FORMAN LA PARED INTERNA DE LA CALDERA. VISTA DESDE CACHIYACU. HACIA EL OESTE. ....	52
FIGURA 3.5 SECUENCIA VOLCÁNICA TIHUAPUGRO, SECTOR MACHIPUNGO. FLUJO DE LAVA ALTAMENTE DIACLASADO, NO PRESENTA ALTERACIÓN. (UTM WGS 84 805982, 9959637). ....	57

FIGURA 3.6 BRECHA QUINCHARRUMI, SECTOR CHIMBAURCU. LÍTICOS VOLCÁNICOS ANDESÍTICOS MENORES A 0.5 M (UTM WGS 84 816796, 9953700) .....	60
FIGURA 3.7 UNIDAD 11 (VITRÓFIROS Y DACITAS) Y SU RELACIÓN CON LAS UNIDADES 5 Y 9. SECTOR NORTE DEL PREDICADOR. FOTO TOMADA DESDE LA CUMBRE DEL PREDICADOR HACIA EL NW.....	65
FIGURA 3.8 DIQUES ANDESÍTICOS, CORTAN A LA SERIE TABLONES Y A LAS BRECHAS DE RELLENO DE CALDERA. A) DIQUE AL SUR DEL FLUJO HISTÓRICO DE PAPALLACTA. B) (UTM WGS 84 818224, 9957546) CONTACTO ENTRE DIQUES ANULARES Y BRECHAS DE RELLENO DE LA CALDERA. ....	67
FIGURA 3.9 SEDIMENTOS LACUSTRES DE GRANO FINO (ARENISCAS-LUTITAS LAMINADAS). SECTOR LA VIRGEN. (UTM WGS 84 810914, 9963007). ....	74
FIGURA 3.10 VOLCÁNICOS TABLA RUMI Y PLAZA DE ARMAS. VISTA AÉREA DESDE EL SW. SE MUESTRA LOS DIFERENTES GRUPOS DE ROCA QUE CONFORMAN ESTOS CUERPOS VOLCÁNICOS. (FOTO: S. VALLEJO IG-EPN). ....	86
FIGURA 3.11 CENTRO DE EMISIÓN PREDICADOR, FOTO TOMADA DESDE EL SUR. ANDESITAS CORTAN A LAS BRECHAS QUINCHARRUMI DE LA SERIE TABLONES. ....	98
FIGURA 3.12 DOMOS INTRACALDERA DACÍTICOS Y RIOLÍTICOS. IMAGEN TOMADA DE GOOGLE EARTH 2008. ....	102
FIGURA 3.13 DOMO SAN CLEMENTE, FOTO TOMADA DESDE EL W DEL DOMO. SE MUESTRA EL VALLE DE CACHIYACU, LA BRECHA HIDROTERMAL JUNTO AL DOMO Y UN DIQUE RIOLÍTICO AL SUR DEL DOMO. ....	103
FIGURA 3.14 A) DOMO YANAURCO, FOTO TOMADA DESDE EL NORTE DEL DOMO. B) SE MUESTRA A UN GRABEN EN LA CUMBRE DEL DOMO, EN DONDE SE HA FORMADO UNA LAGUNA ALARGADA (UTM WGS 84 809695, 9955902).....	104
FIGURA 3.15 DOMO CHAUIURCO (RIOLITAS), APROXIMADAMENTE 180 M DE ALTURA. FOTO TOMADA DESDE LA CUMBRE DEL DOMO YANAURCO HACIA EL NE. ....	104
FIGURA 3.16 DOMO VENTANILLAS, TIENE APROXIMADAMENTE 240 M DE ESPESOR. FOTO TOMADA DESDE EL OESTE DEL DOMO. EN LA CUMBRE PRESENTA UNA AUTOBRECHA. ....	105
FIGURA 3.17 DOMO? TUMIGUINA, TIENE UN ESPESOR DE 300 M. FOTO TOMADA DESDE EL ESTE DEL DOMO SAN CLEMENTE. EN LA PARTE INFERIOR DEL DOMO TUMIGUINA ESTÁ EL FLUJO DE LAVA PAPALLACTA. ....	105
FIGURA 3.18 VOLCÁNICOS SINGUNAY, EN LAS PARTES INFERIORES EXISTEN MORRENAS. FOTO TOMADA DESDE UTM WGS 84 817741, 9955515 HACIA EL NW.....	109
FIGURA 3.19 FLUJO DE LAVA SUCUS ALTAMENTE DIACLASADO. FOTO TOMADA EN LA ESTACIÓN BOOSTER DE LA EMAP. (UTM WGS 84 814337, 9958476). ....	113
FIGURA 3.20 “NECK” ANDESÍTICO CORTANDO A RIOLITAS. POSIBLE CENTRO DE EMISIÓN DE VARIOS FLUJOS PRESENTES EN EL BYPASS DE PAPALLACTA. FOTO TOMADA DESDE LA ESQUINA E DE LA LAGUNA PAPALLACTA.....	114
FIGURA 3.21 VISTA AÉREA DEL FLUJO DE LAVA PAPALLACTA, FOTO TOMADA DESDE EL SUR DEL FLUJO DE LAVA. FORMA VARIAS LAGUNAS AL SELLAR EL DRENAJE, SIENDO LAS PRINCIPALES LAS LAGUNAS TUMIGUINA AL OESTE Y PAPALLACTA AL ESTE. (FOTO: S. VALLEJO IG-EPN). ....	124

FIGURA 3.22 AMBIENTE TECTÓNICO REGIONAL DE LA CALDERA (SE ENCUENTRA ENTRE DOS SISTEMAS DE FALLAS MAYORES PELTETEC Y CHINGUAL).....	127
FIGURA 3.23 ESQUEMA EN EL QUE SE MUESTRAN LOS ELEMENTOS DE LA CALDERA DE CHACANA Y SU DISPOSICIÓN EN PROFUNDIDAD (LEYENDA EN EL ANEXO 1 – MAPA GEOLÓGICO).....	138
FIGURA 4.1 RELACIONES LOI VS. $\text{SiO}_2$ (WT. %) Y LA (PPM) VS. CE (PPM). LOS VALORES SUPERIORES A 3 DE LOI NO SERÁN CONSIDERADOS EN LAS FUTURAS INTERPRETACIONES, ESTAS MUESTRAS SON: CH-259, CH-76, CH-236, CH-181, CH-124, CH-139, CH-87, CH-303. ....	141
FIGURA 4.2 DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN DE ROCAS VOLCÁNICAS $\text{SiO}_2$ VS. $\text{K}_2\text{O}$ EN PORCENTAJE EN PESO (PECCERILLO AND TAYLOR, 1976).....	143
FIGURA 4.3 DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN: A) IRVING Y BARRAGAR 1971; B) $\text{K}_2\text{O}$ VS. $\text{SiO}_2$ , ANDESITAS CON CONTENIDOS DE MEDIO Y ALTO-K; C) MIYASHIRO 1988; D) IRVINE Y BARRAGAR 1971 (AFM).....	144
FIGURA 4.4 DIAGRAMAS HARKER EN LOS QUE SE MUESTRAN GRAFICADOS LOS VALORES DE LOS ELEMENTOS MAYORES EN (WT. %) VS. EL CONTENIDO DE $\text{SiO}_2$ (WT. %). ...	147
FIGURA 4.5 DIAGRAMA EN EL QUE SE MUESTRA LOS CONTENIDOS DE A) BA; B) SR; C) RB; D) ZR; E) V; F) TH; G) Ni; H) $\text{CR}_2\text{O}_3$ ; (PPM) VS $\text{SiO}_2$ (WT%). ....	149
FIGURA 4.6 DIAGRAMA DE TIERRAS RARAS NORMALIZADO A CONDRIITAS (SUN Y McDONOUGH, 1989). ....	151
FIGURA 4.7 DIAGRAMA MULTIELEMENTOS NORMALIZADO A CONDRIITA (SUN, 1980)... ..	152
FIGURA 4.8 DIAGRAMA MULTIELEMENTAL NORMALIZADO A N-MORB (SUN Y McDONOUGH, 1989). ....	152
FIGURA 4.9 RELACIONES SR/Y VS Y Y LA/YB VS YB EN LAS QUE SE MUESTRA UN GRUPO DE ROCAS DEL CHACANA CON CARÁCTER ADAKÍTICO Y OTRO GRUPO CON CARACTERÍSTICAS CALCO-ALCALINAS “NORMALES”.....	154
FIGURA 4.10 ÍNDICES QUE CARACTERIZAN A LAS ROCAS COMO ADAKITAS VS WT. % $\text{SiO}_2$ . ZONAS DE COLOR AMARILLO CORRESPONDEN A LOS CAMPOS DE ADAKITAS. ....	155
FIGURA 4.11 DIAGRAMA MULTIELEMENTAL NORMALIZADO A CONDRIITA (SUN Y McDONOUGH, 1989), SE INCLUYEN ROCAS DE REFERENCIA, RANGOS COMPOSICIONALES ENTRE ANDESITA Y DACITA. ....	156
FIGURA 4.12 DIAGRAMA LA VS Nb (GILL, 1981), ROCAS DEL CHACANA EN EL CAMPO DE ROCAS OROGÉNICAS CON CONTENIDOS DE MEDIO Y ALTO-K.....	157
FIGURA 4.13 DIAGRAMA $\text{P}_2\text{O}_5$ VS. $\text{CaO}$ EN WT. %.....	158
FIGURA 4.14 V VS. RB (PPM) EN ESCALA LOGARÍTMICA. SE MUESTRA UNA TENDENCIA INDICANDO LOS PROCESOS DE CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA Y FUSIÓN PARCIAL. LA ACTIVIDAD POST-COLAPSO PRESENTA UNA TENDENCIA PREFERENCIAL A LA CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA. ....	159
FIGURA 4.15 DIAGRAMA LA/YB VS $\text{K}_2\text{O}$ . SEGÚN MONZIER ET AL., (1996). SE MUESTRA UNA TENDENCIA PARA CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA Y PARA FUSIÓN PARCIAL. ...	160
FIGURA 5.1 TECTÓNICA GLOBAL: SE MUESTRAN LOS LÍMITES DE PLACA Y SU RELACIÓN CON LAS REGIONES GEOTÉRMICAS A NIVEL MUNDIAL.....	167

FIGURA 5.2 VOLCANISMO INTRACALDERA <0.5 MA Y UBICACIÓN DE LAS ÁREAS DE INTERÉS GEOTÉRMICO. A1=CACHİYACU; A2 = JAMANCO.....	168
FIGURA 5.3 CONDUCTIVIDAD EN MICROSIEMENS/CM VS TEMPERATURA EN °C, LAS AGUAS DE CACHİYACU Y JAMANCO PRESENTAN LA MÁS ALTA CONDUCTIVIDAD.....	171
FIGURA 5.4 RELACIÓN ENTRE EL TOTAL DE SÓLIDOS DISUELTOS (TDS) EN PPM Y LA TEMPERATURA T°C. ....	173
FIGURA 5.5 COMPOSICIONES ISOTÓPICAS DE DEUTERIO (DD) VS OXÍGENO (D <sup>18</sup> O).....	174
FIGURA 5.6 DIAGRAMAS SO <sub>4</sub> -CL-HCO <sub>3</sub> Y SO <sub>4</sub> -CL-SiO <sub>2</sub> RESPECTIVAMENTE, MOSTRANDO LA INFLUENCIA ALCALINO CLORURADA SULFATADA PARA LAS AGUAS DE JAMANCO Y CACHİYACU Y BICARBONATADA PARA LAS SALIDAS EXTERIORES. ....	175
FIGURA 5.7 DIAGRAMA NA+K – CL+SO <sub>4</sub> – CA+MG (PPM) INDICANDO LA CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS DE CHACANA DE ACUERDO A SU INFLUENCIA QUÍMICA.....	175
FIGURA 5.8 DIAGRAMA NA – MG – CA (PPM) INDICANDO LAS AFINIDADES QUÍMICAS DE LAS AGUAS EN CHACANA. ....	176
FIGURA 5.9 RELACIONES NA vs K, NA vs MG, NA vs LI Y MG vs LI PARA LAS AGUAS DEL CHACANA CUYAS CONCENTRACIONES SON PRESENTADAS EN PPM. ....	177
FIGURA 5.10 DIAGRAMA DE MADUREZ DE LAS AGUAS DE GIGGENBACH. JAMANCO EN EQUILIBRIO PARCIAL Y CACHİYACU EN EL LÍMITE DE EQUILIBRIO PARCIAL (TOMADO DE BEATE ET AL., 2009). ....	179
FIGURA 5.11 CO <sub>2</sub> vs HE (CCSTP/L), SON PLOTEADOS LOS LOGARITMOS DE LAS CONCENTRACIONES INDICANDO BAJA Y ALTA INTERACCIÓN AGUA – GAS, JAMANCO TIENE ESENCIALMENTE BAJA INTERACCIÓN AGUA-GAS, MIENTRAS QUE CACHİYACU Y LAS SALIDAS EXTERIORES ALTAS.....	180
FIGURA 5.12 LOG(CO/CO <sub>2</sub> ) VS. LOG(CH <sub>4</sub> /CO <sub>2</sub> ) PARA GASES BURBUJEANTES. TEMPERATURAS PROFUNDAS ESTIMADAS PARA LAS ÁREAS DE JAMANCO Y CACHİYACU DE 250 °C Y 300 °C RESPECTIVAMENTE (TOMADO DE BEATE ET AL., 2009).....	181
FIGURA 5.13 MODELO GEOTÉRMICO PRELIMINAR PARA LA ZONA CACHİYACU, LA ELIPSE INDICA LA UBICACIÓN DEL RESERVORIO GEOTÉRMICO HIPOTÉTICO (LEYENDA GEOLÓGICA EN ANEXO 1). ....	185
FIGURA 5.14 MODELO GEOTÉRMICO PRELIMINAR PARA LA ZONA JAMANCO, LA ELIPSE INDICA LA UBICACIÓN DEL RESERVORIO HIPOTÉTICO (LEYENDA GEOLÓGICA EN ANEXO 1). ....	190
FIGURA 5.15 POTENCIA EFECTIVA SEGÚN EL TIPO DE ENERGÍA EN EL AÑO 2009 (CONELEC, 2010). ....	195

## ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 3.1 RESUMEN DE LA PETROGRAFÍA DETERMINADA EN LAS SECCIONES DELGADAS. (LOS CONTENIDOS DE PLAGIOCLASA SON APROXIMADOS A SU INMEDIATO SUPERIOR, LA TEXTURA PRESENTADA ES DE LA PRINCIPAL CARACTERÍSTICA). .....	139
TABLA 4.1 RANGOS COMPOSICIONALES PARA LOS ELEMENTOS MAYORES EN LAS ROCAS DEL CHACANA, NORMALIZADOS AL 100% EN UNA BASE LIBRE DE AGUA. ....	145
TABLA 4.2 CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LAS ADAKITAS (DEFANT Y DRUMMOND, 1990) Y SU COMPARACIÓN CON ROCAS CALCO-ALCALINAS “NORMALES” Y DEL CHACANA. ....	154
TABLA 5.1 PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS Y COMPOSICIONES QUÍMICAS E ISOTÓPICAS PARA LAS AGUAS DEL CHACANA.....	172
TABLA 5.2 GEOTERMÓMETROS SEGÚN VARIOS AUTORES UTILIZANDO LA QUÍMICA DE LAS AGUAS MUESTREADAS PARA CACHIYACU Y JAMANCO. ....	178

## ANEXOS

**ANEXO 1. MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA SUR DE LA CALDERA CHACANA (ESCALA 1: 25.000).**

**ANEXO 2. MAPA DE UBICACIÓN DE MUESTRAS DE ROCAS (ESCALA 1:50.000).**

**ANEXO 3. MAPA DE UBICACIÓN DE FUENTES TERMALES MUESTREADAS (ESCALA 1:150.000).**

**ANEXO 4. DESCRIPCIONES DE MUESTRAS DE ROCA (333 MUESTRAS).**

**ANEXO 5. DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS DE LÁMINAS DELGADAS (65 MUESTRAS).**

**ANEXO 6. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE ROCAS FRESCAS Y ALTERADAS.**

**ANEXO 7. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE AGUAS Y GASES.**

## RESUMEN

La Caldera Chacana se encuentra ubicada entre las provincias de Napo y Pichincha a 40 km al SE de la ciudad de Quito, hacia la cúspide de la Cordillera Real en cotas que fluctúan entre 3200 y 4500 msnm, dentro de la Provincia Riolítica Ecuatoriana. Su estructura basal (Complejo Chacana) tiene dimensiones de 65 km (NS) x 25 km (EO), mientras que, el borde topográfico de la caldera presenta una forma irregular alargada de 32 km (NS) x 10-15 km (EO).

Se realizó el estudio geovulcanológico de la zona sur de la Caldera Chacana en un área de aproximadamente 165 km<sup>2</sup>. Se recolectaron un total de 333 muestras de rocas, 65 láminas delgadas, 40 análisis químicos de rocas frescas, 18 análisis químicos de rocas alteradas y los datos físico-químicos y geoquímicos de 16 fuentes termales.

La estratigrafía de la caldera se la sintetiza en: rocas del basamento, flanco exterior de la caldera y actividad post-colapso. En esta última existe un relleno inicial de la caldera, un período de resurgencia y una actividad volcánica posterior. La Complejo Chacana inició su actividad hace aproximadamente 2,7 Ma con la construcción de su flanco exterior (Serie Tablones), cuya formación terminó hace unos 0,8 Ma con el colapso y formación de la caldera. El colapso produjo una depresión que inicialmente fue rellenada por brechas y por ignimbritas syn-colapso. Posteriormente, la caldera fue rellenada por secuencias volcánicas de andesitas y dacitas negras y por sedimentos lacustres. La presencia de sedimentos en las partes más altas de la caldera, domos riolíticos y la brecha Mogotes (diatrema) son evidencia de la intrusión de un cuerpo de magma evolucionado que produjo la resurgencia de la caldera. A partir de 240 ka inicia un período de actividad dacítica y riolítica con la construcción de varios edificios volcánicos, se producen flujos y domos en el borde topográfico, borde estructural y en el interior de la caldera; además se producen erupciones explosivas plinianas e ignimbritas. Durante 160 a 40 ka no se reporta actividad, pero a partir de 40 ka ocurren varios flujos andesíticos y dacíticos tanto en el flanco, como en el borde y en el interior de la caldera. Los últimos eventos corresponden a la emisión de dos flujos andesíticos históricos.

En el Chacana existe una intercalación entre rocas calco-alcalinias “normales” y adakititas, solamente las series más jóvenes que 40 ka son todas adakititas. La cristalización fraccionada es un proceso dominante en las rocas, pero la asimilación cristalización fraccionada (AFC) explica varias de las características geoquímicas.

Considerando la distribución de las fuentes termales, la alteración hidrotermal y las estructuras presentes, se propone a las zonas de Cachiyacu y Jamanco como zonas con interés geotérmico. En estas zonas, las manifestaciones superficiales de un sistema geotérmico activo corresponden a manantiales de agua caliente de hasta 65 °C. Las temperaturas de reservorio estimadas mediante geotermómetros de aguas son 270 °C para Cachiyacu y 230 °C para Jamanco. Si se considera un 10 % de aprovechamiento del recurso se estimó un potencial geo-termoeléctrico de 171 y 142 MWe (megavatios de energía eléctrica) para Cachiyacu y Jamanco respectivamente. Considerando a las dos zonas como un solo prospecto se tiene un potencial geo-termoeléctrico de 315 MWe.

## PRESENTACIÓN

La geotermia es el aprovechamiento de la energía térmica natural existente en el interior de la tierra. Es un recurso renovable, poco contaminante y relativamente abundante, por lo que constituye actualmente una alternativa concreta para la producción de energía eléctrica en el país, con la cual se podría disminuir la dependencia de energías no renovables.

El Ecuador se encuentra ubicado en una zona geodinámica activa favorable para la existencia de sistemas geotérmicos. La Caldera Chacana está ubicada en la parte norte de la Provincia Riolítica Ecuatoriana y es el centro riolítico más grande del país, por lo que constituye un buen candidato para albergar una fuente de calor que podría ser utilizada para la generación de energía eléctrica.

Se realizó el estudio geovulcanológico de la zona sur de la Caldera Chacana en una área de aproximadamente 165 km<sup>2</sup>. El estudio se realizó desde la comunidad de El Tambo en el Norte hasta la estructura volcánica Chusalongo en el Sur. Se presenta como parte del resultado un mapa geológico del área de estudio a escala 1: 25 000.

Este trabajo presenta una introducción, marco geológico regional, la geología local de la zona sur de la Caldera Chacana, la caracterización e interpretación geoquímica de las rocas del Chacana, también la caracterización e interpretación de los fluidos geotérmicos. En base a estos datos se presenta la historia geológica de Chacana y el modelo geotérmico preliminar de las zonas de interés geotérmico propuestas, así como el potencial geotermoeléctrico. Por último se presenta las conclusiones y recomendaciones. La información de respaldo se ha incluido como anexos.

# CAPÍTULO 1

## 1. INTRODUCCIÓN.

### 1.1. ANTECEDENTES.

La geotermia o calor interno de la tierra, se considera un tipo de energía renovable y constituye actualmente una alternativa concreta para la producción de energía eléctrica en el país, con la cual se podría disminuir y hasta evitar la dependencia de energías no renovables como el petróleo. Los estudios geotérmicos previos estuvieron a cargo de INECEL (Instituto Ecuatoriano de Electrificación) y del INE (Instituto Nacional de Energía) ahora extintos, quienes desde 1978 y 1980, respectivamente, hasta fines de los 80s, desarrollaron estudios de reconocimiento y prefactibilidad de las áreas de interés geotérmico para la generación eléctrica. Los estudios de reconocimiento se realizaron principalmente en el Norte del país, llegando a una etapa de pre factibilidad inicial en los proyectos Tufiño, Chachimbiro y Chalupas.

El gobierno nacional, interesado en tener alternativas energéticas renovables y ambientalmente sustentables, ha implementado nuevas políticas energéticas en los sectores hidroeléctricos y en la geotermia, a cargo del Ministerio de Electricidad y Energías Renovables (MEER). En julio del 2008, ELECTROGUAYAS S.A. lanza a licitación pública la actualización y digitalización de la información existente a nivel de pre factibilidad sobre los prospectos geotérmicos Tufiño, Chachimbiro y Chalupas. Se incluyó también el financiamiento de los estudios a nivel de pre factibilidad para el Prospecto Geotérmico Chacana. Para la realización de estos estudios, se contrató los servicios profesionales del Ing. Bernardo Beate, de EPN - Quito, para la ejecución de los trabajos de exploración geotérmica requeridos. Dentro de esto se incluyó el mapeo geológico de la parte sur de la Caldera Chacana, lo cual constituye la base del proyecto de titulación realizado en la carrera de Ingeniería Geológica de la Escuela Politécnica Nacional, financiado en su mayor parte por ELECTROGUAYAS S.A. (ahora parte de CELEC EP).

Además, el estudio geovulcanológico de la zona sur de la Caldera Chacana complementa varios estudios, entre ellos los estudios previamente realizados a nivel de tesis en la Carrera de Ingeniería Geológica de la Escuela Politécnica Nacional a lo largo del flanco oeste y norte del área de estudio.

## **1.2. JUSTIFICATIVOS.**

El Ecuador se encuentra ubicado sobre un marco geodinámico activo favorable para la existencia de sistemas geotérmicos. La Caldera Chacana está ubicada en la parte norte de la Provincia Riolítica Ecuatoriana propuesta por Hall & Mothes (2008) y es el centro riolítico más grande del país, por lo que constituye un buen candidato para albergar una fuente de calor que podría ser utilizada para la generación de energía eléctrica. Además, en la zona de estudio existe actividad volcánica histórica, por lo que fue necesario trabajos a detalle que determinen etapas de actividad de la caldera. Con el desarrollo de este proyecto se aportó con información geológica de la zona sur de la Caldera Chacana con lo que se determinó la naturaleza de las distintas unidades litológicas y de las aguas termales aflorantes, las cuales pueden servir para conocer los recursos naturales existentes en la zona, así como para la optimización, aplicación y aprovechamiento de estos recursos en diferentes sectores productivos del país.

## **1.3. OBJETIVOS.**

### **1.3.1. OBJETIVO GENERAL.**

Realizar el levantamiento geovulcanológico de la zona sur de la Caldera Chacana, en un área de 165 km<sup>2</sup> desde la comunidad de El Tambo en el Norte hasta la estructura volcánica Chusalongo en el Sur.

### 1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.

- Determinar la litoestratigrafía presente en el área y su correlación con la estratigrafía regional.
- Definir los bordes de la Caldera Chacana en el área de estudio.
- Ubicar e individualizar los centros de emisión del volcanismo de la zona.
- Definir las estructuras y fallas dentro de la zona de estudio.
- Caracterizar petrográficamente y geoquímicamente las rocas volcánicas de la zona.
- Ubicar y mapear las fuentes termales y zonas de alteración y discutir sus implicaciones geotérmicas.
- Realizar un mapa geológico del área de estudio a escala 1: 25 000.

### 1.4. METODOLOGÍA Y ALCANCE.

Esta tesis se realizó en cuatro fases:

- **Fase I.-** se realizó la recopilación y análisis de información existente previa al desarrollo del estudio: libros, publicaciones científicas, informes técnicos inéditos, mapas topográficos, fotografías aéreas, imágenes landsat, Google Earth. En esta fase se realizó también la fotointerpretación, revisión de imágenes satelitales y planificación del trabajo de campo.
- **Fase II.-** corresponde al trabajo de campo: en esta fase se realizó el mapeo geológico, cortes geológicos en la zona, se incluyó además el levantamiento de columnas estratigráficas y muestreo (petrográfico y para análisis químicos). Se tomaron 333 muestras de mano, de las cuales se realizaron 65 láminas delgadas, 40 análisis químicos de rocas frescas y 13 de muestras alteradas. Se realizó también el muestreo de fluidos de fuentes termales representativas de la zona. Para el desarrollo de esta fase se usó como equipo geológico básico de campo una brújula, altímetro, martillo, lupa, navaja, flexómetro, GPS, cámara digital, libreta.

- **Fase III.-** corresponde al trabajo de laboratorio. En esta fase se realizaron los estudios de láminas delgadas, los análisis mineralógicos y petrográficos de muestras de mano, las interpretaciones de los análisis químicos de rocas frescas y alteradas y los análisis de fluidos geotérmicos en superficie.
- **Fase IV.-** en esta fase se realizó el procesamiento de datos, síntesis e interpretación de la información obtenida, lo cual concluyó con la redacción del proyecto de titulación. Se incluye un mapa geológico escala 1:25.000, mapa de ubicación de muestras, tablas de los análisis químicos obtenidos, figuras y esquemas.

## **1.5. MATERIAL CARTOGRÁFICO BÁSICO UTILIZADO.**

El mapa geológico tiene como bases topográficas las hojas topográficas editadas por el Instituto Geográfico Militar (IGM) a escala 1:25.000 y son:

Pintag (ÑIII-D1b. 1979), Papallacta (ÑIII-D2a. 1977), La Cocha (ÑIII-D1d. 1979), Antisana (ÑIII-D2c. 1978).

Estas hojas topográficas tienen como datum la proyección UTM, el Provisional de 1956 para América del Sur. Se realizó la digitalización de la topografía en base a estos mapas y se georeferenció hacia el sistema UTM, WGS 1984.

Se utilizó además las siguientes hojas topográficas digitalizadas por el IGM en escala 1:50.000 y en el sistema UTM, WGS 1984.

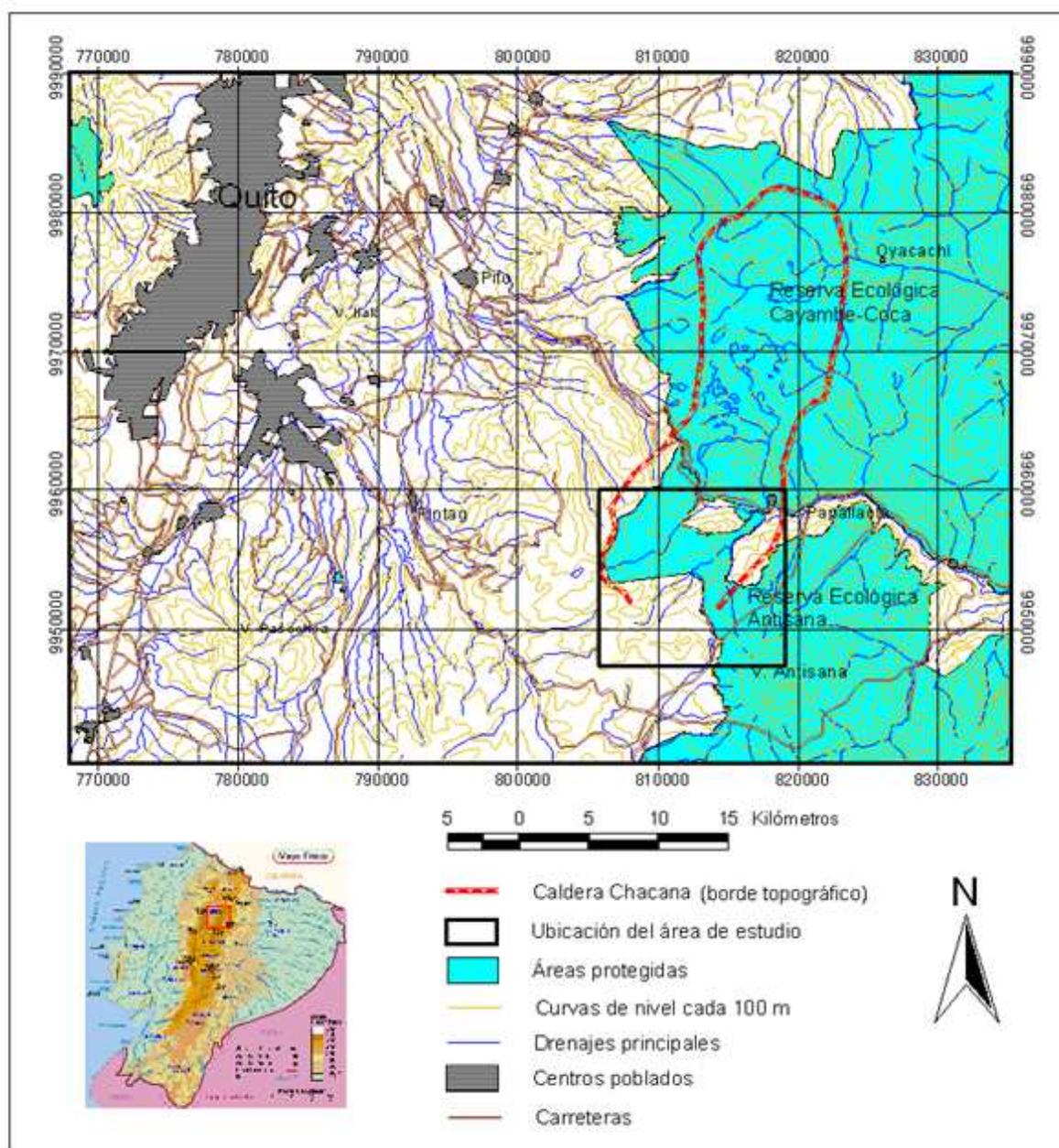
Oyacachi (ÑIII-B4), Papallacta (ÑIII-D2)

## **1.6. ÁREA DE ESTUDIO.**

### **1.6.1. UBICACIÓN.**

La Caldera Chacana se encuentra ubicada entre las provincias de Napo y Pichincha a 40 km al SE de la ciudad de Quito y a 20 km al NW de la ciudad de Baeza, en la cresta de la Cordillera Real, dentro de la Provincia Riolítica

Ecuatoriana.



**Figura 1.1** Mapa de ubicación del área de estudio, se muestra las áreas protegidas en la zona de estudio y en los alrededores.

La zona de estudio comprende la zona sur de la Caldera Chacana, desde 1.5 km al Norte de la Comunidad El Tambo en el Norte hasta la estructura volcánica Chusalongo en el Sur. Desde la pared topográfica de la Caldera marcada por las lomas Rodeocunga, Quincharrumi, Plaza de Armas y Tabla Rumi en el Oeste hasta la Población de Papallacta en el Este. La zona de estudio comprende una longitud de 12,7 km E-W y de 13,0 km N-S, dando un área de 165.1 km<sup>2</sup>.

Forma un rectángulo cuyos vértices en coordenadas UTM WGS 1984 zona 17 S son:

0806200 E, 9947000 N.

0818500 E, 9947000 N.

0818500 E, 9960000 N.

0806200 E, 9960000 N.

Gran parte del sector norte, central y este de la zona de estudio está dentro de la Reserva Ecológica Antisana, mientras que, la esquina noreste pertenece a Reserva Ecológica Cayambe Coca. Solamente el sector SW, NW y los Valles del Río Tambo y Río Blanco no pertenecen a un área protegida.

### **1.6.2. MORFOLOGÍA.**

La zona de estudio corresponde a la parte sur de la Caldera Chacana. Esta zona se encuentra en la cresta de la Cordillera Real en alturas comprendidas entre 3000 y 5758 msnm correspondientes a las altitudes de la población de Papallacta y al volcán Antisana respectivamente. La Caldera Chacana mide 32 km N-S por 18-24 km E-W (Hall y Mothes, 2001). No se nota una depresión obvia, sino más bien presenta lomas, ríos, valles, lagunas y pantanos en diferentes alturas. La acción glaciaria es uno de los principales modeladores de la morfología. Existen valles en forma de U, circos, terrazas de depósitos glaciares, valles colgados, etc.

Los rasgos morfológicos característicos corresponden a las estribaciones de la Cordillera Real, en donde hacia el Oeste presentan superficies bastante planas conocidas como Tablones. Las estribaciones orientales presentan una morfología irregular con altas cuchillas y montañas con fuertes pendientes contrastando con la morfología bastante suave de las estribaciones occidentales. La parte sur de la zona de estudio presenta superficies bastante suaves en las estribaciones del volcán Antisana, que contrastan con las fuertes pendientes y alturas de los volcanes Antisana, Chusalongo, Tabla Rumi y Plaza de Armas. (Figura 3.1).

Los principales drenajes de la zona constituyen los ríos Tumiguina y Tambo, los cuales tienen una disposición paralela entre sí con una dirección aproximada NE-SW. A lo largo de estos ríos se han formado algunas lagunas como son la Laguna Papallacta, en donde desemboca el Río Tambo, las laguna Tumiguina, De Palos y Cojanco que se encuentran a lo largo del Río Tumiguina. En el Sur de la zona de estudio existe también una pequeña laguna llamada Santa Lucía ubicada en la planicie entre los volcanes Antisana y Chusalongo.

### **1.6.3. ACCESO.**

La esquina noreste de la zona de estudio está atravesada por la vía interoceánica que une las ciudades de Quito con la población de Papallacta. Existe también la carretera vieja (lastrada) por la que se circulaba desde Quito hacia Papallacta. En esta misma región existe una pequeña carretera lastrada que une la población de Papallacta con Termas. El único acceso para la zona sur del área de estudio corresponde a la vía asfaltada entre Pintag y la Laguna la Mica. Un ramal de esta carretera es lastrada y se dirige hacia la Hacienda Antisana; a partir de este camino existen pequeños senderos para carros hasta la Laguna Santa Lucía. El acceso al resto de la caldera es a lomo de mula o a pie.

### **1.6.4. CLIMA, FLORA Y FAUNA.**

La zona de estudio en su totalidad forma parte del páramo andino (regiones entre semi a híper húmedas o entre frescas y frías, con abundante nubosidad y de alternancias térmicas diarias, ubicadas sobre el límite del árbol y/o bosque y por debajo del límite de las nieves, se extienden desde aproximadamente 3200 – 4700 msnm (Quintanilla, 1983)). La zona de estudio se caracteriza por tener altas precipitaciones con un promedio anual de 1290 mm y una humedad relativa del 89%. La temperatura media anual medida en la región de Papallacta es de 9,4 °C, con una temperatura ambiental promedio máxima de 19 °C y una temperatura

ambiental promedio mínima de 1 °C. Se tiene además una evapotranspiración anual de 590 mm (S.E.P.A.E.S., 1987).

Gran parte de la superficie está cubierta por pajonales (*páramo graminoide*) localizado bajo los 3500 msnm, existiendo una combinación de pajas. Los arbustos leñosos fundamentalmente están conformados por una compuesta *Gynoxis buxifolia* y por una Rosácea *Polylepis lanuginosa*, uno de cuyos árboles de tradición histórica para los indígenas es el “puma maqui” *Oeropenax sp.* Sobre los 3700 msnm existe el páramo arbustivo y de plantas en cojines.

Por sobre los 4700 msnm la vegetación adquiere un carácter marcadamente xerófito y crece en girones o manchas dispersas separadas por amplios espacios rocosos con bloques y gravas. Viven algunas pocas hierbas, plantas grasas y pequeños arbustos además de diversos musgos y líquenes. (Quintanilla, 1983). Las partes bajas son dedicadas a la agricultura y ganadería con pastos cultivados y naturales, con siembras de papas, mellocos, ocas, habas y algunas hortalizas.

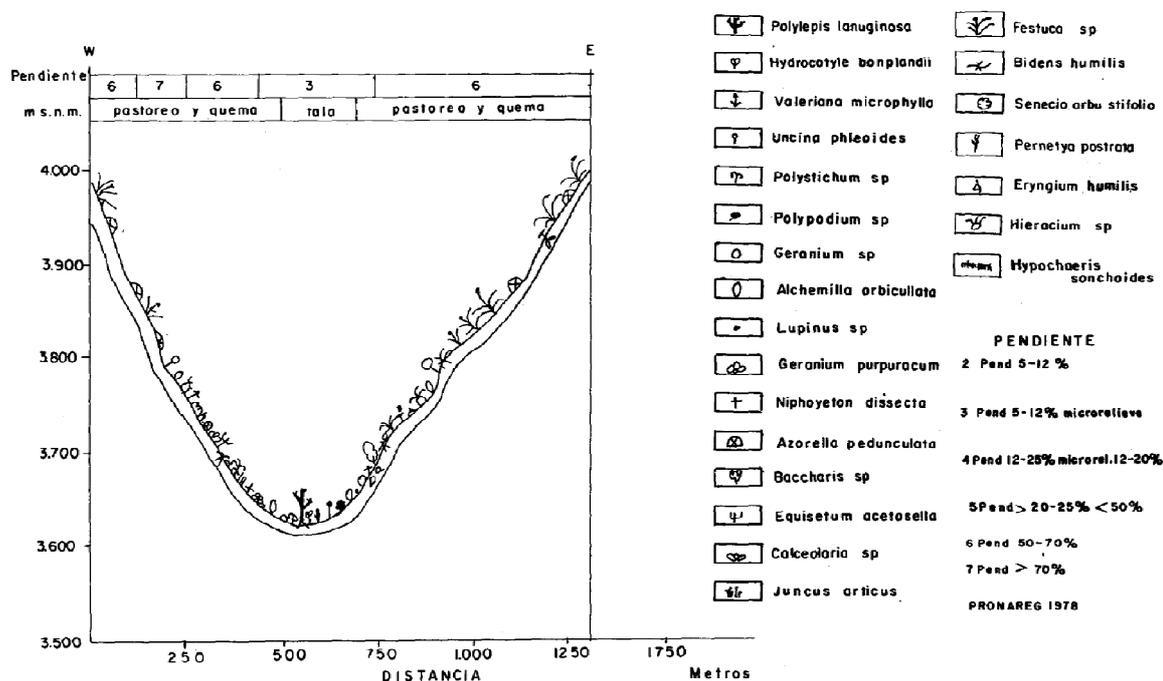


Fig. 11.- Transecta botánica en un valle glacial del páramo de Papallacta. (Adaptado de Alfonzo et al. 1982)

Figura 1.2 Transecta botánica en un valle glacial del páramo de Papallacta (Tomado de Quintanilla, 1983).

Al ganado que es mayormente una cruce de criollo con holstein en distinto grado de pureza, se le agregan chanchos, caballos, mulos y aves de corral. Entre las aves destacan el cóndor, guarro, gavilán, curiquingues, horneros, chupil, zumbadores, cuscungos, lechuzas, bandurrias, codornices, mirlos, jilgueros, perdices y el quinde. Existen también ratones, raposas, chucuris, zorrillos, venados, musarañas, osos de anteojos, danta peluda, cervicabra, chonto, puma, gato montés y lobo de páramo. (Black y Solís, 1991).

### **1.6.5. POBLACIÓN.**

Las únicas poblaciones dentro de la zona de estudio son Papallacta y la cooperativa El Tambo. Su economía se basa principalmente en la ganadería y piscicultura y en menor proporción la agricultura y el comercio en la carretera. La actividad comercial se la realiza principalmente en Baeza y Pifo. Se está iniciando con proyectos turísticos a través de “treckings” en la zona y con balnearios, que tienen mayor evolución y desarrollo en la población de Papallacta.

En la población de Papallacta y en la comunidad El Tambo existen escuelas para la educación primaria, sin embargo, para la educación secundaria y estudios superiores las personas tienen que migrar hacia las poblaciones de los alrededores como son Baeza, Pintag, Pifo y Quito.

### **1.7. TRABAJOS PREVIOS.**

Se han realizado varios estudios en la zona, cuyas referencias son presentadas a continuación:

- Wolf (1892) describe como volcánicos las lomas entre el Antisana y el Valle de los Chillos. Señala que la base del Antisana son andesitas cuarzosas con textura macroporfídica y que en la zona existen cráteres que perdieron sus formas.
- Stübell (1897) describe a la zona de estudio como una cúpula con centros

eruptivos sobre ella, a la que agrupa como Macizo Chacana. Sugiere que los flujos recientes de Antisanilla (Pinantura), Cuscungo y Potrerillos (Papallacta) tienen una comunicación con el centro principal de erupción del Chacana.

- Reiss (1929) sugiere que los centros Chacana y Chusalongo son centros de erupción independientes.
- Hall (1977) presenta una descripción del Antisana y de su actividad, en la que se describe también el flujo Antisanilla (Pinantura).
- Pozo (1982) describe una secuencia de tobas, andesitas, vitrófiros, dacitas y materiales piroclásticos pertenecientes a un volcanismo comprendido entre el Plio-Pleistoceno y el reciente localizado al SE de Pifo. La parte más joven está representada por flujos de lava andesítica y dacítica encausados en valles. Las rocas muestran una tendencia a ser más ácidas en el tiempo. Los flujos de lava más jóvenes son post-formación de los valles actuales, post-fallamiento y principalmente post cangahua y glaciación.
- López de Alda (1985) presenta una estratigrafía de la zona comprendida entre el Ilaló y El Tablón.
- D.G.G.M. (1986) en el mapa Geológico de Pintag escala 1:50.000 separan a las rocas de la zona en volcánicos pliocénicos (Fm. Pisayambo) y volcánicos pleistocénicos (Volcánicos Antisana).
- Pérez (1986) describe grauwacas (posiblemente pre-miocénicas), sobreyacidas por una secuencia volcánica de posible edad pliocénica a reciente en los flancos del Chacana. Esta secuencia está compuesta de cinco series de rocas de composición básica a intermedia, alternadas con otras cuatro más ácidas. Localiza siete centros de emisión para siete unidades de lavas locales y una zona de alteración hidrotermal que podría tener implicaciones geotérmicas. La zona es volcánicamente activa como lo demuestra el flujo de lava de Antisanilla (Pinantura) extruido pocos años antes de 1760.
- Carrasco (1987) señala que la margen occidental del Chacana está constituida por terrenos volcánicos del Terciario superior y del Cuaternario, que se asientan presumiblemente sobre rocas metamórficas de la

Cordillera Real. La secuencia lito-estratigráfica de la zona consiste de 3 series ácidas y 3 series básicas alternadas, sedimentos Chiche y depósitos de cangahua. Los productos volcánicos muestran un amplio rango de diferenciación desde andesitas basálticas hasta riolitas, no aflora el metamórfico. El volcanismo joven está asociado con estructuras tectónicas de orientación NNW-SSE. En el borde occidental de la Cordillera Real existe una franja de alteración hidrotermal que podría tener importancia geotérmica.

- La Caldera Chacana fue propuesta por Hall & Beate (1991) y fue incluida en el mapa geológico del Ecuador 1:1.000.000 (Litherland et al., 1993).
- Hall & Mothes (2001) señalan que Chacana es la caldera más grande de los Andes del Norte, que mide 32 km N-S por 18-24 km E-W. El edificio fue construido de los productos de al menos tres ciclos magmáticos, cada uno caracterizado por andesitas, seguido por dacitas y luego riolitas; su edad cae entre 1 y 1.7 Ma. La caldera se formó de la gran emisión de magma riolítico, formando los Tablones de edad entre 0.75-0.98 Ma. Después de un largo período de reposo se tiene actividad en el Cerro Potrerillos, en los flancos suroccidentales del edificio, en el centro Yarangala y numerosos flujos lávicos de dacita que salieron de fisuras distribuidas dentro de la caldera. Flujos de lava del siglo 18 y fuentes termales con temperaturas de hasta 65 °C sugieren que el centro Chacana aun es activo.
- Hall & Mothes (2008) proponen que la Caldera Chacana es de edad pleistocénica, sobreyace a un basamento metamórfico y está constituida por cuatro grupos litológicos. El primero es un cinturón de diques y brechas que constituyen el borde estructural en su margen oriental. El segundo grupo corresponde a una secuencia de más de 1250 m de espesor que forman el flanco exterior de la caldera. El tercer grupo corresponde a tres tipos de roca del relleno de la caldera: a) tobas y brechas alteradas; b) lavas andesíticas porfiríticas negras; c) sedimentos de origen fluvial, que actualmente representan el área de resurgencia del piso caldérico. El cuarto grupo es representado por emisiones de flujos de lava de composición de andesitas ácidas a dacitas.

- Sevilla, J., Hall, M., Echeverria, M., (2008) describen al Chacana como una caldera, se presenta una descripción de las unidades litológicas entre la población de Papallacta y el valle Carihuaycu.
- Beate et al., 2009 presentan la geología de la caldera Chacana con énfasis en la zona sur, se describen varios domos y productos volcánicos altamente diferenciados como riolitas e incluso obsidiana a partir de 0.5 Ma y entre 270 – 240 ka. Se presenta tres zonas de interés geotérmico: Cahiyacu, Jamanco y Oyacachi con potenciales de 191, 127 y 100 Mwe (megavatios de energía eléctrica) respectivamente.
- El marco conceptual de formación de calderas de colapso y sus elementos han sido formulados en los trabajos de Lipman (1984; 1997; 2000).

## **1.8. ASPECTOS CONCEPTUALES Y ELEMENTOS DE UNA CALDERA.**

A continuación se presenta un resumen de las publicaciones de Lipman (1984; 1997; 2000) sobre los aspectos conceptuales y los elementos de una caldera.

### **Calderas**

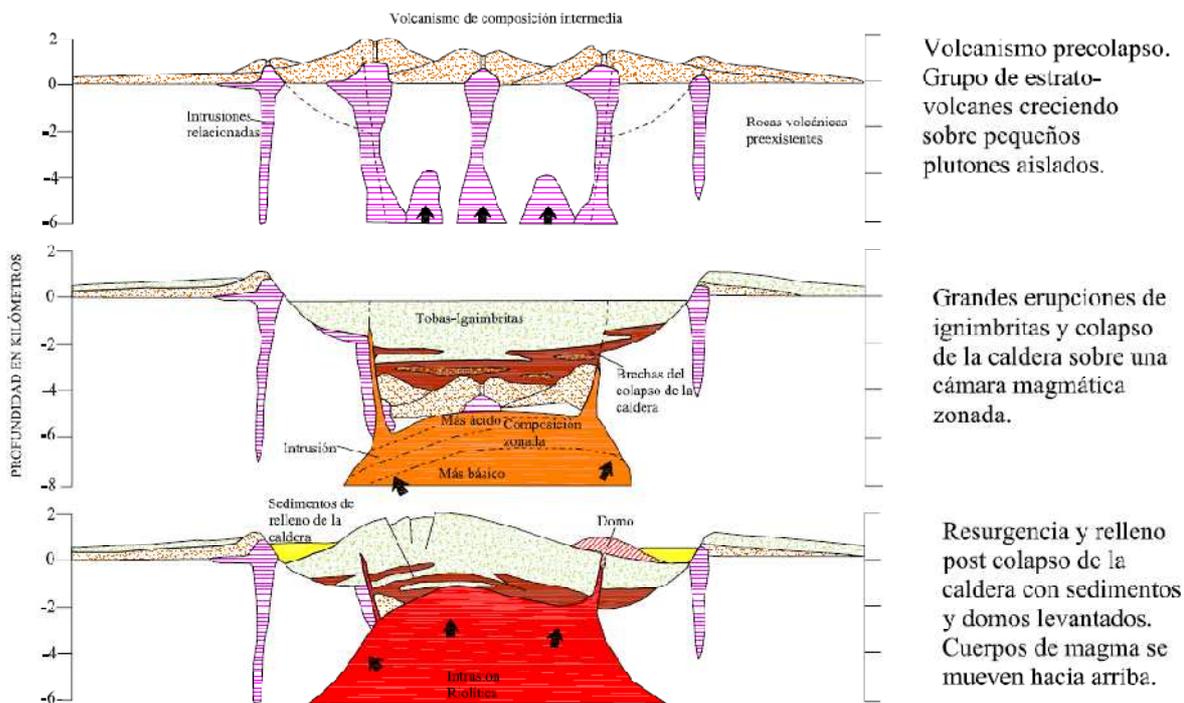
**Definición.-** Las calderas son grandes depresiones volcánicas, más o menos en forma circular en donde el diámetro de la misma es muchas veces más grande que el conducto incluido. Las calderas pequeñas (<5 km de diámetro) asociadas con erupciones de lava son comunes en las crestas de volcanes andesíticos y basálticos; mientras que, las calderas con dimensiones mayores a 75 km se han formado durante grandes erupciones de ignimbritas. En general el diámetro de las calderas se incrementa en proporción al volumen de la erupción asociada.

Las grandes calderas están comúnmente asociadas a regiones de extensión cortical en arcos volcánicos y en zonas de rift continental, principalmente en donde existe una espesa corteza continental.

### **Formación de Calderas, ciclos eruptivos.**

Varias de las grandes calderas se han formado en sitios en donde ha ocurrido un

volcanismo abundante de composición intermedia (andesítica). Grandes erupciones ignimbríticas normalmente causan la formación de la caldera por colapso contemporáneo con la erupción, provocando el relleno con la misma ignimbrita (tobas) y con brechas de deslizamientos del borde estructural. Algunas calderas presentan resurgencia post caldera reflejando renovación magmática.



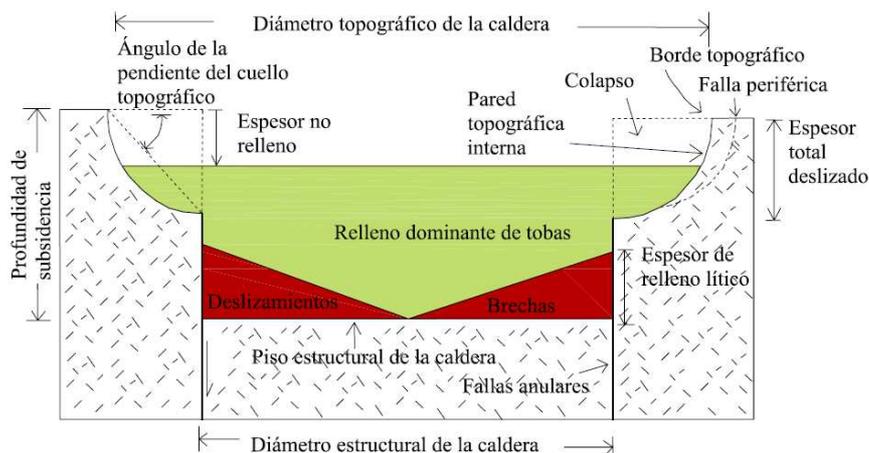
**Figura 1.3 Modelo generalizado de evolución de una caldera riolítica, (Lipman, 1984, 2000).**

### **Volcanismo pre colapso.**

El volcanismo previo a la formación de grandes calderas produce grupos (cluster) de ventos sobre la cámara magmática, a veces con patrones controlados en forma radial o fallas anulares, otros por estructuras tectónicas regionales. Estudios de calderas jóvenes muestran que estas calderas se han formado en zonas en donde ha precedido un volcanismo poco evolucionado (basáltico-andesítico) entre grupos de conos y domos preexistentes.

#### **- Morfología y geometría estructural.**

Los mayores elementos morfológicos y estructurales de las calderas incluyen: borde topográfico, paredes topográficas internas, fallas en el borde, piso estructural de la caldera, relleno intracaldera y una cámara magmática o plutón solidificado o en proceso de solidificación.



**Figura 1.4 Modelo generalizado de una caldera con subsidencia de placa (pistón) mostrando los principales elementos de una caldera, (Lipman, 1997, 2000).**

- **Magmatismo post colapso y resurgencia.**

La actividad volcánica entre y en los alrededores de los márgenes de caldera después del colapso, puede incluir erupciones de ventos dispuestos de manera aleatoria y/o controlados estructuralmente a lo largo de los márgenes de la caldera. La renovación de magma después del colapso podría provocar la resurgencia de la caldera, en una porción de la caldera, en toda la caldera o en porciones adyacentes de un campo volcánico. Además de estructuras resurgentes, que son específicas de calderas individuales, algunos campos volcánicos silícicos contienen grupos de calderas mostrando débil levantamiento regional central entre el campo volcánico. Esto es interpretado como un indicativo de amplia resurgencia tardía sobre un cuerpo de magma batolítico más grande que cualquier caldera individual. El amplio levantamiento produce altos topográficos regionales con inclinación de los estratos volcánicos hacia afuera de las partes centrales del campo, y estructuras extensionales entre las calderas individuales.

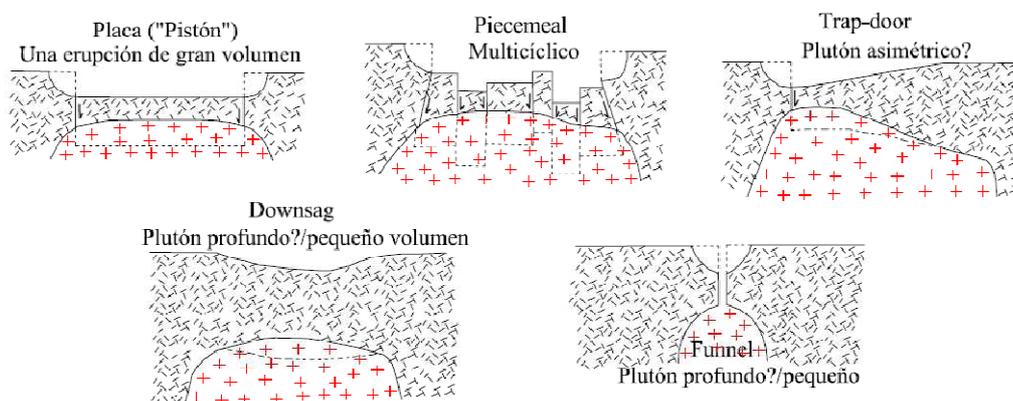
- **Actividad hidrotermal y mineralización.**

La actividad hidrotermal y la mineralización acompañan todos los estados magmáticos durante la evolución de la caldera. La formación de la caldera con erupciones de ignimbritas es probablemente el factor menos favorable para la formación de depósitos de mena, debido a que la actividad

explosiva podría tender a dispersar cualquier concentración de metales que se acumulan en las partes superiores de las cámaras magmáticas pre-caldera. Las estructuras resultantes podrían ser importantes para procesos magmáticos e hidrotermales formadores de mena posteriores. Algunas calderas muestran poca o ninguna actividad hidrotermal asociada.

### Procesos de subsidencia de la caldera.

Se pueden distinguir varios tipos de calderas basados en los estilos de erupción y en la composición del magma de volcanes representativos. Muchas calderas tienen una variedad transicional en geometrías y estructuras por lo que una subclasificación es poco usada y se las simplifica en sus miembros finales.



**Figura 1.5 Modelo de subsidencia mostrando las relaciones geométricas en superficie y en profundidad, así como la geometría de la cámara magmática, (Lipman, 1997, 2000).**

## 1.9. DESARROLLO DEL TRABAJO.

En los siguientes capítulos se presenta el marco geológico regional, la geología local de la zona sur de la Caldera Chacana, la historia geológica de Chacana, la caracterización e interpretación geoquímica de las rocas del Chacana, también la caracterización e interpretación de los fluidos geotérmicos. En base a estos datos se presenta el modelo geotérmico preliminar de las zonas de interés geotérmico propuestas, así como el potencial geotermoeléctrico hipotético. Por último se presentan las conclusiones y recomendaciones y la lista de referencias citadas en el desarrollo del presente trabajo. La información de respaldo se ha incluido como anexos.

## **CAPÍTULO 2**

### **2. GEOLOGÍA REGIONAL.**

#### **2.1. INTRODUCCIÓN.**

La morfología y estructuras existentes en el margen occidental del continente sudamericano, así como el volcanismo y la sismicidad son generados por el proceso de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana, el cual ha dado lugar al sistema orogénico del Ecuador. El sistema orogénico está compuesto de dos cadenas montañosas sub-lineares de dirección aproximada N-S, referidas como Cordillera Real en el Este y Cordillera Occidental en el Oeste, separados por el Callejón Interandino. Las cordilleras limitan las principales regiones geomorfológicas del país, las cuales de Este a Oeste son: la Región Oriental, la Cordillera Real, la Región Interandina, la Cordillera Occidental y la Costa.

La región Oriental o cuenca oriente contiene un relleno sedimentario del Paleozoico al reciente, depositado sobre un basamento de edad precámbrica (proterozoica?) correspondiente al escudo Guayanés. El basamento pre-cretácico consiste de rocas marinas del Paleozoico y Jurásico inferior, seguidas de aportes continentales del Jurásico superior (Tschopp, 1953). Mayor interés comercial tiene el ciclo deposicional cretácico con secuencias fluvio-deltaicas y marinas de la formación Hollín y Napo, cubiertas por aportes continentales de la Fm. Tena (Dashwood & Abbotts, 1990). Grandes batolitos graníticos intruyen el basamento y a las secuencias sedimentarias principalmente en la zona subandina, en donde existen cabalgamientos y sobrecorrimientos que marcan el límite entre el Oriente y la Sierra. Varios cuerpos ígneos alcalino-basálticos han sido identificados en la sección sedimentaria cretácica de la cuenca oriente ecuatoriana (110-80 Ma) (Barragán et al., 2005). Durante el Paleógeno y Neógeno, en la cuenca oriente se depositaron secuencias sedimentarias tanto de origen marino como continental.

La Cordillera Real representa el segmento del Este de los Andes ecuatorianos. Está constituida por un núcleo metamórfico, emplazado por plutones tipo I y S y con una cubierta volcánica. Los mayores granitoides calco-alcalinos fueron

emplazados en 100-150 Ma (Aspden, et al., 1992b). Se reconocen cinco divisiones litotectónicas: Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora separadas por sistemas de fallas (Aspden & Litherland, 1992).

La Cordillera Occidental de los Andes del Ecuador comprende dos terrenos: el terreno más viejo, Pallatanga, comprende rocas de plateau oceánico del Cretácico temprano a tardío; el más joven, Macuchi, de edad Eoceno temprano y posiblemente Paleoceno, consiste de secuencias volcano-sedimentarias de arco de islas derivadas de fuentes basálticas a andesíticas (Hughes & Pilatasig, 2002). La Cordillera Occidental está intruida por varios plutones terciarios y cubierta en gran parte por productos volcánicos neógenos y cuaternarios.

El Callejón Interandino está limitado estructuralmente por la falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga al Oeste y la falla Peltetec al Este. Estas fallas representan suturas entre las cuales se ha generado una cuña estrecha de material alóctono. El basamento del Callejón Interandino está constituido por rocas volcánicas del dominio de la Cordillera Occidental que están mejor expuestas en el Norte y por rocas metamórficas expuestas en el Sur (Aspden & Litherland, 1992). El relleno del Callejón Interandino lo constituyen materiales volcano-sedimentarios con aportes de las dos cordilleras.

La cuenca de antearco del Ecuador o Costa sobreyace a un basamento de corteza oceánica conocido como el terreno Piñón que se formó en el Aptiano-Albiano (Jaillard et al., 1995). Está limitada hacia el Oeste por una zona de melange ofiolítico llamada la Sutura Cauca Pallatanga (Daly, 1989). Los sedimentos más jóvenes de la sobreyacente formación Cayo son Danianos, los cuales son tomados como la edad máxima para la acreción de Piñón (Daly, 1989). Las rocas ígneas del Cretácico superior al Paleoceno inferior de la formación San Lorenzo tienen afinidades calco-alcalinas y son interpretadas como rocas de arco de islas (Reynaud et al., 1999). Debido a un régimen tectónico (compresivo – distensivo) se desarrollaron cuencas sedimentarias terciarias como la cuenca Jambelí, Progreso, Manabí y Borbón.

## **2.2. MARCO GEODINÁMICO ACTUAL.**

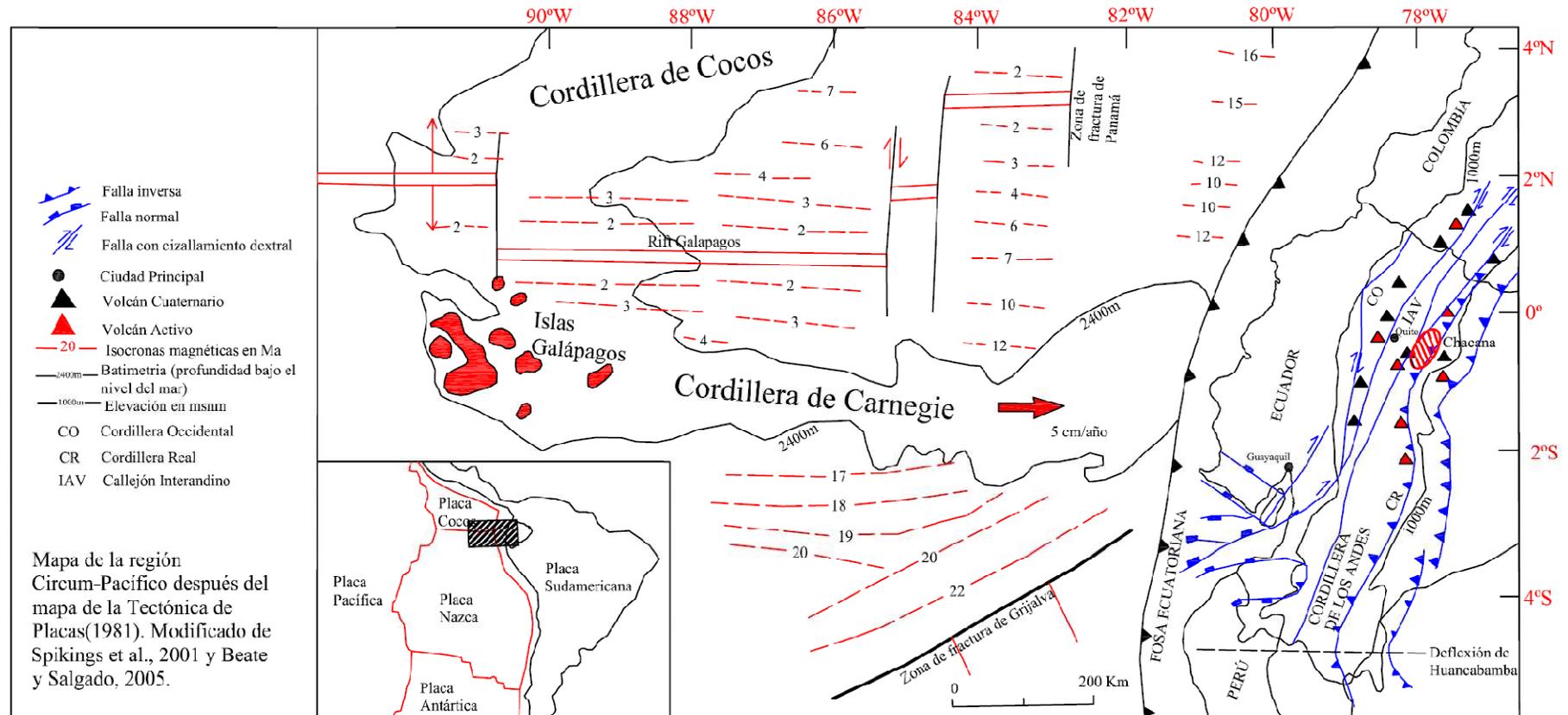
El Ecuador forma parte de un sistema de convergencia de placas activo, en donde, la Placa Nazca se subduce bajo la Placa Sudamericana. La evidencia regional y global han determinado que las placas Nazca y Caribe están moviéndose actualmente hacia el Este con respecto a Sudamérica, las placas Nazca y Sudamérica convergen lentamente con la Caribe y las placas Cocos y Nazca se mueven independientemente (Pennington, 1981). El régimen de subducción actual funciona desde hace 27 Ma, cuando se produjo la ruptura de la placa Farallón en las actuales Cocos y Nazca. Al mismo tiempo cambia el sistema de convergencia de placas, de un sistema oblicuo a la fosa a un sistema de convergencia perpendicular. La subducción de la placa Nazca origina una zona de alta sismicidad (Zona de Benioff) inclinada hacia el Este (Pennington, 1981).

En los Andes Septentrionales existe una interacción de las Placas Nazca, Sudamérica y Caribe, en donde el bloque nor-andino funciona como una pieza de acomodo de esfuerzos. Este bloque está limitado del resto del continente por una zona de fallas transcurrentes dextrales activas de dirección NE-SW; así mismo, este bloque podría representar y ser parte de la Placa Caribe (Soulas et al, 1991). El límite de placas estaría formado por las fallas de Guayaquil - Pallatanga - Chingual en Ecuador, prolongándose hacia Colombia con la falla transcurrente dextral de Algeciras.

## **2.3. GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA REAL (BASAMENTO METAMÓRFICO).**

### **2.3.1. MORFOLOGÍA.**

La Cordillera Real representa la cadena montañosa del Este de los Andes Ecuatorianos.



**Figura 2.1 Marco geodinámico del Ecuador, se muestran los volcanes activos en los territorios continental e insular. Se considera como volcanes activos a aquellos que han tenido erupciones en los últimos 10 000 años.**

Tiene una disposición NNE-SSW y una longitud de 650 km. Está cubierta por depósitos volcánicos, sobre los cuales se construyen grandes edificios volcánicos. Algunos volcanes sobrepasan los 4500 msnm como son los volcanes Sangay, Altar, Tungurahua, Chalupas - Quilindaña, Antisana, Chacana y Cayambe. Las glaciaciones juegan un rol fundamental como modelador de la morfología. En los sectores en los que las alturas sobrepasan los 2800 msnm se distinguen valles glaciares en forma de U, valles colgantes, circos, lagunas glaciares, la presencia de morrenas laterales, intermedias y terminales o frontales. En las estribaciones de la cordillera descienden flujos de lava que llegan incluso hasta el Callejón Interandino.

### **2.3.2. DIVISIONES LITO-TECTÓNICAS DE LA CORDILLERA REAL.**

El basamento de la Cordillera Real lo constituyen rocas metamórficas, las cuales son intruidas y cubiertas por rocas ígneas cenozoicas. El basamento ha sido dividido en cinco unidades litotectónicas que siguen un rumbo andino, cada una con afinidades litológicas y características metalogénicas propias (Litherland et al., 1990; Aspden & Litherland, 1992). Están relacionadas entre sí a través de fallas mayores, las cuales pueden ser límites de terrenos. Las unidades se atribuyen al Triásico-Jurásico con eventos de colisión/acreción del Triásico tardío y Cretácico temprano. Las divisiones litotectónicas son Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, separadas por sistemas de fallas mayores como son la Falla Peltetec, Frente Baños, Falla Llanganates, Falla Cosanga-Méndez. El límite oriental de la Cordillera Real corresponde a una serie de corrimientos o cabalgamientos de las fallas Cosanga, Mendez y Palanda, que buzan al Oeste y ponen en contacto rocas de la cordillera junto a rocas sedimentarias cretácicas y rocas volcánicas y plutónicas jurásicas de la zona sub-andina (Aspden & Litherland, 1992).

**Terreno Guamote.-** Esta división tectono-estratigráfica comprende lutitas y cuarcitas de edad jurásica a cretácico inferior, aflorantes en porciones del flanco oeste de la Cordillera Real; a veces presenta clastos de cuarzo azul posiblemente de erosión del granito Tres Lagunas (Aspden & Litherland, 1992). El terreno Guamote está limitado al Este por las ofiolitas de Peltetec del terreno Alao de

similar edad pero diferente ambiente geológico. Al Oeste es limitada por la falla Ingapirca (Litherland et al., 1994). Las rocas de este terreno son divididas en tres unidades: la unidad Punín constituidas por cuarcitas y las unidades Cebadas y Guasuntos que son pizarras. Todas muestran clivajes suaves en marcado contraste con las rocas de las ofiolitas de Peltetec y Alao (Litherland et al., 1994).



**Figura 2.2 Divisiones Litotectónicas de la Cordillera Real (Modificado y simplificado de: Litherland et al., 1994).**

**Terreno Alao.-** Esta unidad tectono-estratigráfica comprende rocas metavolcánicas y metasedimentarias de las subdivisiones Alao-Paute, El Pan y Maguazo de edad jurásica y las ofiolitas desmembradas de la unidad Peltetec. El terreno Alao es esencialmente un cinturón de esquisto verde de más de 35 km de ancho, aflora a lo largo de las pendientes del Oeste de la cordillera (Litherland et al., 1994). Está limitado al Este por el frente Baños con el terreno Loja, al Oeste por la falla Peltetec con el terreno Guamote y al Sur con el terreno Amotape (Aspden & Litherland, 1992). La subdivisión Peltetec es una zona delgada de 1 – 2 km de ancho expuestas en la pendiente de la cordillera en el extremo occidental a lo largo de la falla Peltetec. Peltetec es interpretada como una secuencia ofiolítica (Aspden & Litherland, 1992).

**Terreno Loja.-** Este terreno se encuentra a lo largo de toda la Cordillera Real. Está conformado por rocas sedimentarias semipelíticas paleozoicas metamorfizadas de las unidades Chiguinda y Agoyán, por los granitos triásicos con cuarzo azul de Tres Lagunas, y por las anfibolitas y migmatitas de Sabanilla. El límite oeste del terreno Loja es el terreno jurásico metamórfico Alao a través del frente Baños. En el Este hay contacto tectónico con el terreno metamórfico jurásico Salado y el cratón amazónico sobre el cual están rocas paleozoicas no-metamorfizadas (Litherland et al., 1994).

La subdivisión Agoyán aflora principalmente en el Norte de la cordillera Real con esquistos pelíticos y paragneis, aflora parcialmente en Papallacta. El grado metamórfico es alto, la edad deposicional de Agoyán es probablemente paleozoica similar a Chiguinda. Al Este de Papallacta, rodados de gneises en el Río Chalpi contienen pequeñas venas de granitoides, evidencia de migmatización incipiente (Litherland et al., 1994).

Monte Olivo incluye todas las anfibolitas encontradas en el terreno Loja (Litherland et al., 1994). Edades K-Ar de un dique de anfibolita cerca de Papallacta con textura ígnea relictas (Rundle, 1988) son del Devónico superior (363 ± 9Ma y 371 ± 10Ma), indica posiblemente la edad de intrusión o anfibolitización y podrían indicar una fase post-sedimentaria/pre metamórfica.

El granito Tres Lagunas se caracteriza por contener cuarzo azul. Son las rocas metamórficas aflorantes en la población de Papallacta (Aspden & Litherland, 1992). Una edad de intrusión obtenida es de  $227.6 \pm 3.2$  Ma (Noble et al., 1997). Geoquímicamente, Tres Lagunas se caracteriza como un granito tipo S (Aspden et al., 1992).

**Terreno Salado.-** Esta división litotectónica comprende las rocas volcánicas máficas, meta-andesitas, esquistos verdes y rocas metasedimentarias de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso de edad jurásica (Aspden et al., 1992; Litherland et al., 1994). Se incluyen las rocas plutónicas de Azafrán (Litherland et al., 1994) de edad estimada en  $142.7 \pm 1$  Ma (Noble et al., 1997). Forma un cinturón de 25 km de ancho a lo largo de la pendiente Este de la Cordillera Real. Está limitado tectónicamente hacia el Este por la falla Cosanga-Mendez y hacia el Oeste con el terreno Loja.

**Amazónico.-** Esta zona se encuentra al Este de la Cordillera Real y comprende las unidades Misahuallí y Zamora de edad jurásica, y las unidades Isimanchi y Piuntza de edad triásica. Los límites de esta división están dados al Oeste por la falla Cosanga que más hacia el Sur sigue por las fallas Palanda y Méndez. Estas tres fallas juntas marcan un límite cratónico natural, el cual con la excepción de la unidad Isimanchi separa las rocas metamorfizadas en el Oeste de las no metamorfizadas en el Este (Aspden & Litherland, 1992).

## 2.4. BASAMENTO OCEÁNICO.

La Cordillera Occidental forma la parte Oeste de los Andes del Ecuador. Está constituida por terrenos alóctonos Pallatanga y Macuchi?, acrecionados al continente desde el Cretácico Medio (Goossens and Rose, 1973) y cubierta por depósitos volcánicos. A continuación se describen las principales características de las rocas que conforman el basamento oceánico.

#### **2.4.1. TERRENO PALLATANGA.**

El Terreno Pallatanga está expuesto intermitentemente a lo largo de una alineación de rumbo longitudinal de aproximadamente 450 km, con una orientación Nor-Noreste desde la carretera Ibarra-San Lorenzo en el Norte ( $0^{\circ}30' N$ ) hasta el valle del Río Jubones en el Sur ( $3^{\circ}20' S$ ) (Willians, 2001).

Litológicamente el terreno Pallatanga consiste de basaltos, pillow lavas, hialoclastitas y doleritas masivas. Ocasionalmente, pequeños cuerpos de gabros intruyen la secuencia, pero estos son volumétricamente menores. Una buena parte del terreno consiste también de turbiditas marinas de las unidades Mulaute, Pilatón y Yunguilla (Hughes & Pilatasig, 2002) y una secuencia sedimentaria post-acrecionaria derivada de fuente volcánica continental (Unidad Silante).

La evidencia fósil ha confirmado una edad cretácica para este terreno. Fósiles encontrados en lutitas intercaladas entre los pillows dan edades de Santoniano – Campaniano (Kerr et al, 2002). Estudios de geoquímica en las rocas volcánicas del terreno Pallatanga indican que estas son rocas basálticas de plateau oceánico, son muy similares a los basaltos del plateau oceánico Colombo – Caribeño (Kerr et al, 2002).

El límite este del terreno Pallatanga coincide con la falla Pallatanga al Norte de  $2^{\circ}S$ , también coincide con el borde este de la Cordillera (Kerr et al, 2002). Este terreno forma una sutura tectónica con las rocas metamórficas de la Cordillera Real, cuya zona de sutura estaría representada por la falla Peltetec. En este trabajo se propone que este terreno representa el basamento de los flancos occidentales de la Caldera Chacana.

La edad de acreción del terreno Pallatanga no está determinada exactamente, sin embargo existen evidencias que señalan el período en el cual pudo haber ocurrido. Aspden et al., (1992a) señala un reset de edades K/Ar entre 85 y 65 Ma, sugiriendo como causa la acreción de terrenos en la Cordillera Occidental; la acreción del terreno produjo el levantamiento de la Cordillera Real, evidenciado por la depositación de sedimentos Maastrichtianos continentales de la Fm. Tena

al Este de la Cordillera Real y de la Unidad Yunguilla al Oeste. Estudios de Trazas de Fisión en la Cordillera Real indican una fase de rápido enfriamiento de la corteza, posiblemente relacionado al levantamiento entre 65 – 60 Ma. Estas evidencias sugieren que la acreción de Pallatanga se dio en el Santoniano (86-83 Ma), pero que fue completamente terminado al final del Maastrichtiano (65 Ma) (Kerr et al, 2002). Vallejo (2007) sugiere como edad de acreción de Pallatanga 75 Ma.

#### **2.4.2. FORMACIÓN MACUCHI.**

La Formación Macuchi no está presente en la zona de estudio, sin embargo se discute ya que representa un importante factor en la evolución de la Cordillera Occidental.

La Fm. Macuchi forma gran parte de la Cordillera Occidental entre 2°30'S y el ecuador. Está constituida por rocas volcánicas basálticas y andesíticas y por sus volcanoclásticos asociados, tobas y rocas sedimentarias de grano fino (Lebrat et al, 1987). Son los volcanosedimentos su principal componente (90%) (Hughes & Pilatasig, 2002). Mediante estudios geoquímicos se han distinguido dos tipos de roca, unos con afinidades tipo MORB que están localizados a la base de la formación y otras con afinidades de arco de islas (Lebrat et al, 1987). Las dataciones radiométricas para los granitoides que intruyen la Formación Macuchi, conjuntamente con la evidencia fósil de los sedimentos intercalados, sugieren una edad eocena temprana a media (CODIGEN-BGS, 1997-2003).

La interpretación más conocida sobre la génesis del terreno Macuchi sostiene que este es un arco de islas acrecionado al continente (BGS-CODIGEM, 1999; Hughes & Pilatasig, 2002; Lebrat et al, 1987; Faucher y Savoyat, 1973; Henderson, 1979; Cosma et al., 1998; Kerr et al., 2002; Wallrabe, 1990), la acreción debió producirse antes del Eoceno tardío (Hughes & Pilatasig, 2002). Existe abundante evidencia cinemática de cizallamiento dextral en la sutura entre Pallatanga y Macuchi representada por la zona de cizalla Chimbo – Toachi (Hughes &

Pilatasig, 2002). Evidencia de este evento de acreción sugieren estudios de trazas de fusión y de rápido enfriamiento en la Cordillera Real entre 40 – 30 Ma (Spikings et al, 2001). Además la presencia del plutón no deformado de Balsapamba, el cual intruye a Macuchi y tiene una edad K/Ar de 34 a 33 Ma.

Otra interpretación sobre el origen de este terreno sostiene que es un arco volcánico generado in situ por subducción de corteza oceánica bajo el subyacente plateau oceánico Pallatanga, la actividad de este arco posiblemente inició en el Paleoceno y continuó hasta el Eoceno tardío (Vallejo, 2007).

## **2.5. VOLCÁNICOS DEL TERCIARIO SUPERIOR.**

En la Cordillera Real la actividad volcánica relacionada con el régimen de subducción actual data desde el inicio del Mio-Plioceno. Los depósitos volcánicos característicos de este período son de la Formación Pisayambo. En el Plio-Cuaternario se desarrollaron estructuras volcánicas de composición andesítica-dacítica. Los productos volcánicos de la Cordillera Real tienen un rango de edad de Plioceno temprano al presente en donde la actividad volcánica ha permanecido sin interrupciones significativas y se han construido franjas de volcanes caracterizados químicamente por incremento en los valores  $K_2O$  hacia el Este, alcanzando en algunos casos alto K y composiciones shoshoníticas (Barberi et al., 1988).

### **2.5.1. FORMACIÓN PISAYAMBO.**

La formación Pisayambo consiste de una potente y extensa secuencia volcánica que cubre grandes áreas de la Cordillera en la parte central del Ecuador, los piroclastos son predominantes en la unidad inferior que incluye brechas gruesas y aglomerados como también tobas con algunas lavas. Flujos masivos de lavas basálticas - andesíticas predominan en la parte superior (Baldock, 1982). Se la considera de edad post-plegamiento (menor a 7 Ma), pero precede a la formación de la depresión interandina actual (Hall & Beate, 1991). Determinaciones

radiométricas de Barberi et al., 1988, sugieren que la parte basal de Pisayambo es de 6 – 5 Ma.

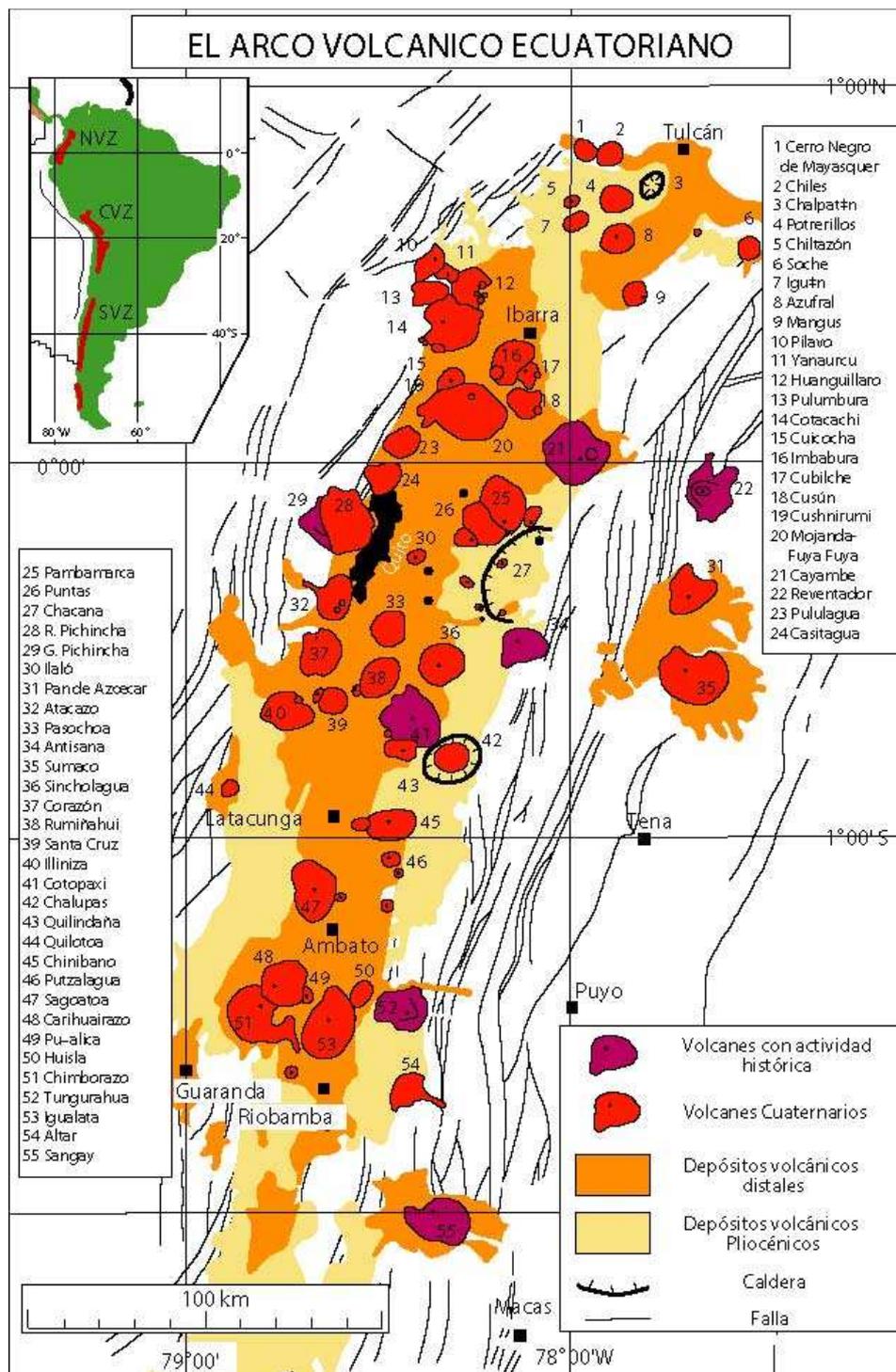
En cuanto a su petrografía comprende andesitas piroxénicas a veces con anfíbol, predominan en la Cordillera Occidental. En la Cordillera Real también predominan las andesitas de dos piroxenos, a veces con anfíbol. Sin embargo, allí se encuentran rocas más diferenciadas (Hall & Beate, 1991).

### **2.5.2. VOLCANISMO CUATERNARIO.**

El volcanismo cuaternario está únicamente presente al Norte de 2° S. Se caracteriza por la presencia de un gran número de estrato volcanes caracterizados por una compleja alternancia de lavas básicas e intermedias, domos silícicos y productos piroclásticos frecuentemente de composiciones dacíticas a riolíticas (Barberi et al., 1988). Los volcanes están distribuidos en cuatro filas o zonas semi-paralelas, siendo éstas la Cordillera Occidental, el Callejón Interandino, la Cordillera Real y el Oriente.

En la Cordillera Occidental la cobertura volcánica tiene 360 km de longitud y 30 a 40 km de ancho. El frente volcánico contiene los siguientes volcanes: Chimborazo, Carihuairazo, Quilotoa, Rasuyacu, Almas Santas, Iliniza, Corazón, Ninahuilca, Guagua y Rucu Pichincha, Casitagua, Pululagua, Cotacachi, Cuicocha, Yanaurcu, Pilaro, Huanquillaro, Iguán, Chiltazón, Chiles, Cerro Negro de Mayasquer y otros volcanes de menor tamaño (Hall y Beate, 1991). La petrografía de la actividad joven es caracterizada principalmente por dacitas anfibólicas, a veces con biotita. Los viejos edificios volcánicos están construidos en general por andesitas piroxénicas.

En el Callejón Interandino existen estratovolcanes simples y/o grupos como son: Igualata, Mulmul, Llimpi, Calpi, Tulabug, Aulabug, Sagoatoa, Unamuncho, Saquigua, Sta. Cruz, Rumiñahui, Pasochoa, Ilaló, Mojanda, Cusín, Imbabura, Chachimbiro, Cubilche, Chalpatán, Horqueta y Potrerillos. En cuanto a su petrografía se nota una variación amplia desde basaltos hasta riolitas. (Hall & Beate, 1991).



**Figura 2.3 Arco volcánico ecuatoriano, forma parte de la Zona Volcánica Norte de los Andes (NVZ), que se extiende desde los 5° N (Volcán Cerro Bravo, Colombia) hasta los 2° S (Volcán Sangay, Ecuador).**

En la Cordillera Real los estrato-volcanes se encuentran dispersos sin organización definida, la longitud de esta franja alcanza unos 350 km con un

ancho de hasta 30 km. Los volcanes que definen la franja son: Sangay, Altar, Tungurahua, Quilindaña (Chalupas), Cotopaxi, Sincholagua, Antisana, Pambamarca, Cayambe, Reventador y Cerro El Soche. La petrografía de las lavas más jóvenes de estos estrato-volcanes es bastante uniforme, estando constituida por andesitas ácidas hasta andesitas basálticas, salvo el Cotopaxi y el Reventador que tienen basamentos de lavas y tobas de composición riolítica. Cabe destacar la presencia de la Caldera Chalupas de 20 km de diámetro formada en la emisión de  $100 \text{ km}^3$  de ceniza pumítica de composición riolítica, cuyos depósitos están intercalados en la Cangahua del Pleistoceno tardío (Hall & Beate, 1991). La caldera Chacana presenta también actividad desde el Pleistoceno al presente con flujos piroclásticos y secuencias volcánicas que han entrado en el Callejón Interandino entre Pintag y El Quinche. Grandes erupciones pumíticas han ocurrido en 180 y 160 ka (Pifo A y Pifo B) estando intercaladas en la Cangahua superior; evidencia de actividad reciente son los flujos lávicos de Potrerillos (Papallacta) y Pinantura del siglo XVIII. El volcanismo de la zona central-norte de la Cordillera Real, coincide con la Provincia Riolítica propuesta por Hall y Mothes (2008), a la cual pertenecen las calderas Chalupas y Chacana.

En el Oriente destacan los volcanes Sumaco, Pan de Azucar, Yanayacu entre otros. Las rocas de estos volcanes son de afinidad alcalina. (Hall & Beate, 1991).

### **2.5.3. FORMACIÓN CANGAHUA.**

La formación Cangahua es un depósito periclinal, cubre el Callejón Interandino y parte de las Cordilleras Real y Occidental desde Pasto en Colombia hasta la provincia de Cañar en Ecuador. Es una unidad estratigráfica de color kaki amarillento con un espesor promedio de 60 m o más. Consiste de cenizas volcánicas, cenizas volcánicas retrabajadas, sedimentos fluviales y lacustres y suelos incipientes (Hall & Beate, 1991). Según Clapperton (1993), se trata de un depósito periclinal depositado en una ambiente frío y seco, de edad 130 a 14 ka. Según Vera y López (1986) se trata de un depósito en gran parte de ceniza y polvo volcánico, compuesto de vidrio volcánico, pómez, cristales de minerales

volcánicos y escasos fragmentos líticos. Tiene un 65% de sílice y pocas cantidades de plagioclasa y piroxeno.

Hall & Beate (1991) proponen como fuente principal de la Cangahua las calderas de los volcanes Chacana, Chalupas, otros centros de emisión ubicados al Este y en menor grado de importancia los volcanes Pichincha, Mojanda, Quilotoa, Atacazo, Iliniza, Carihuayrazo y otros.

## **2.6. GLACIACIONES DURANTE EL CUATERNARIO EN ECUADOR.**

Una de las características de las glaciaciones del Cenozoico en los Andes es que no existen evidencias de glaciales más viejos que el Cuaternario (Schubert & Clapperton, 1990). En los Andes ecuatorianos Clapperton (1987) encontró que la línea de altitud de equilibrio (LAE) en los glaciares del Ecuador varían de 4600 msnm en los flancos del Este de la Cordillera Real, a más de 5000 msnm en las pendientes secas del Oeste de la Cordillera Occidental. Este rango de variación en la LAE entre las dos cordilleras, se reporta también en el avance de los glaciares durante los varios períodos de glaciación. Las determinaciones obtenidas corresponden a los límites máximos de los avances de los períodos glaciales, es decir la mínima elevación alcanzada.

Los períodos glaciares en el Ecuador, desde la última glaciación hasta la más joven, son descritos a continuación:

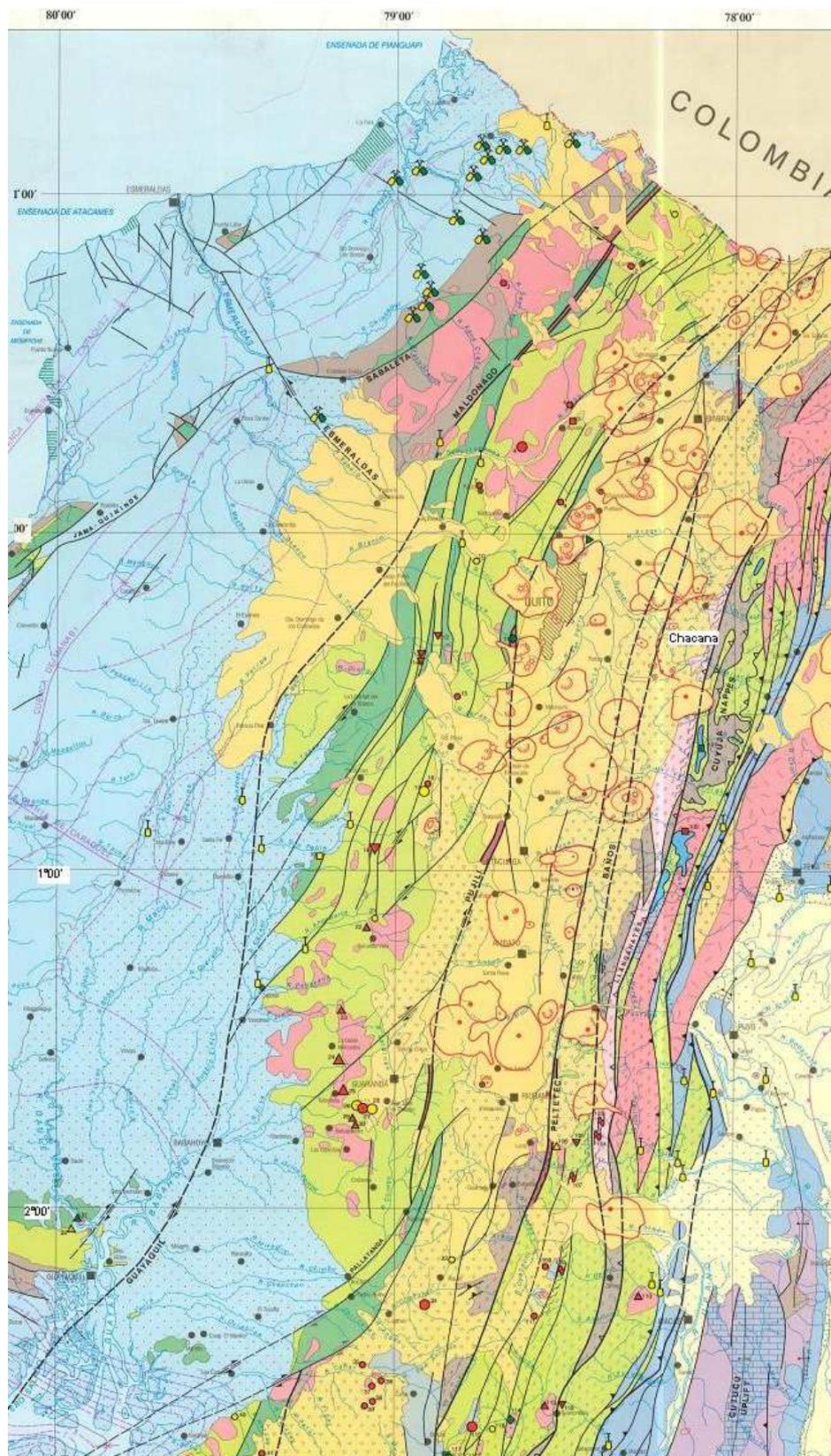
- *Penúltima glaciación.*- Está representado por tillitas oxidadas que superan en espesor los 8 m (Schubert & Clapperton, 1990), sus límites altitudinales corresponden a 2750 – 3250 msnm (Clapperton & Vera, 1986; Clapperton, 1983) en el Este y en el Sur de las Andes. Se dio hace 110 ka a 210 ka.
- *Última glaciación temprana.*- Dominan los depósitos de morrenas con formas erosionadas en donde existen tillitas oxidas con espesores menores a 2 m. El límite altitudinal corresponde a 2900 a 3800 msnm. Este período

de glaciación corresponde a una edad mayor a 40 ka (Clapperton & Vera, 1986; Clapperton & McEwan, 1985).

- *Última glaciación tardía*.- Corresponde a depósitos de morrenas con formas erosionadas con un límite altitudinal entre 3000 a 3900 msnm, corresponde a menos de 35 ka (Clapperton & Vera, 1986; Clapperton & McEwan, 1985).
- *Glacial Tardío (Dryas)*.- Son depósitos de morrenas con materiales oxidados y con un límite altitudinal entre 3800 a 4400 msnm, desarrollado durante 12 ka a 10 ka (Clapperton & Vera, 1986).
- *Neoglacial*.- Son depósitos de morrenas con materiales oxidados, superpuestos en algunos lugares por capas de cenizas. Su límite altitudinal está entre 3900 a 4600 msnm y tiene una edad anterior a 2000 años AP (Clapperton & Vera, 1986).
- *Pequeña edad del hielo*.- Presenta líneas de morrenas de material fresco sin oxidación. Su límite altitudinal está entre 4100 a 4800 msnm y corresponde al período entre el siglo 15 y 20 de nuestra era (Clapperton & Vera, 1986; Hastenrath, 1981).

## 2.7. TECTÓNICA REGIONAL.

El ambiente geodinámico actual es responsable de los principales rasgos fisiográficos existentes en el Ecuador. La interacción entre las Placas Nazca, Sudamérica y Caribe, hacen que el bloque nor-andino funcione como una pieza de acomodo de esfuerzos. Este bloque está limitado del resto del continente por una zona de fallas transcurrentes activas de dirección NE-SW, con movimiento esencialmente dextral; así mismo, este bloque podría representar y ser parte de la Placa Caribe (Aggarwal et al, 1983; Soulas, 1986; Soulas et al, 1991). El límite de placas estaría formado por las fallas de Guayaquil - Pallatanga - Chingual en Ecuador, siguiendo en Colombia con la falla transcurrente dextral del Algeciras, pasando luego por las fallas inverso - dextrales del pie de la Cordillera Oriental del Norte de Colombia.



**Figura 2.4 Tectónica Regional, Tomado del Mapa Tectono-Metalogénico de la Republica del Ecuador escala 1:1000000 . Litherland, M., Zamora, A. y Egeuz, A. (1993).**

Uno de los sistemas que tiene influencia en el área de estudio es la prolongación del sistema de fallas Chingual, que se identifica claramente desde la frontera colombo-ecuatoriana hasta el nevado Cayambe. Hacia el Sur la falla se bifurca en las fallas transpresivas del Reventador, que se proyectan hacia Baeza y luego a los segmentos Pisayambo - Pallatanga, con una expresión morfológica bien desarrollada que ha permitido notar que la falla afecta a depósitos holocénicos. Como una ramificación de la falla Chingual, la falla de Oyacachi - Machachi (Soulas et al, 1991) interactúa con las fallas del Callejón Interandino.

Las principales estructuras del Callejón Interandino corresponden a fallamientos inversos. Los principales sistemas de fallas del Callejón Interandino son las del Río Cutuchi, Poaló Saquisilí, Quito y San Gabriel. El borde oriental del Callejón Interandino, a la altura de Quito, está marcado por la falla del Tablón, al pie del Antisana (Lavenu, 1994).

El sistema frontal de pie de monte andino oriental tiene un carácter esencialmente inverso, e involucra las fallas del frente subandino del Ecuador. Las fallas de este sistema absorben gran parte de la deformación compresiva y son las responsables del levantamiento andino (Soulas et al, 1991).

## **CAPÍTULO 3**

### **3. GEOLOGÍA LOCAL.**

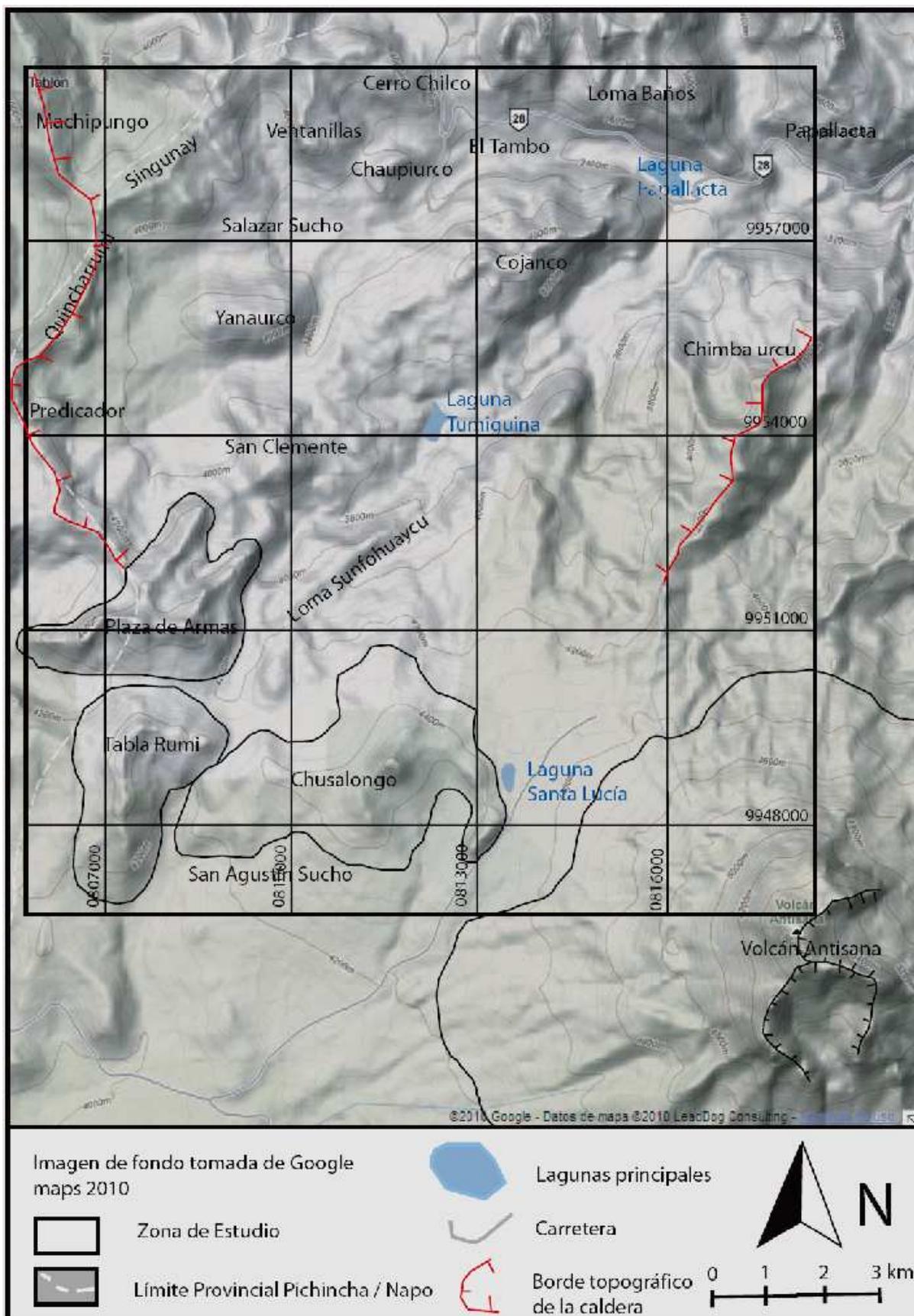
#### **3.1. INTRODUCCIÓN.**

La Caldera Chacana está ubicada en la zona norte de la Cordillera Real entre los volcanes Antisana y Cayambe, mide 32 km N-S por 18-24 km E-W (Hall & Mothes, 2001). Forma parte del complejo riolítico propuesto por Hall & Mothes (2008). El edificio de la caldera está construido sobre un basamento volcánico y metamórfico. La caldera se formó de la gran emisión de magma riolítico, formando la superficie conocida como Tablones de edad entre 0.75-0.98 Ma (Hall & Mothes, 2001) y presenta materiales de relleno tanto sedimentarios como volcánicos post-colapso.

A continuación se describen las características geológicas y estructurales presentes en la zona. Se describen las características y rasgos geomorfológicos. Se detalla la estratigrafía y petrografía en base a la definición de varias unidades y subunidades, las cuales serán clasificadas como (Figura 3.2): Rocas del basamento, secuencias volcánicas que forman el flanco exterior de la caldera y las rocas de actividad post-colapso. Estas unidades son presentadas y ordenadas en base a edades relativas y son correlacionados con trabajos previos realizados en los alrededores. Se describen los rasgos estructurales y tectónicos observados en el campo e interpretados con el análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales, los cuales son relacionados con la tectónica regional. Se describe las zonas de alteración hidrotermal y zonas con mineralización. Finalmente se propone un modelo geológico para la Caldera Chacana.

#### **3.2. GEOMORFOLOGÍA.**

Tres rasgos geomorfológicos importantes se distinguen en la zona de estudio, el borde topográfico occidental de la caldera, la región al Sur de la caldera y el relleno de la misma.



**Figura 3.1** Imagen de relieve, se indica los nombres de las elevaciones y lugares característicos de la zona. Imagen de fondo tomada de Google maps 2010.

Gran parte de la margen oeste de la zona de estudio representa el borde topográfico occidental de la caldera. Se caracteriza por tener un escarpe hacia el Este bastante abrupto, con una inclinación cercana a la vertical y un espesor aflorante que alcanza hasta los 450 m. La pared interna occidental de la caldera tienen una disposición NNE-SSW, está constituida por varias secuencias volcánicas buzantes suavemente hacia el Oeste; gran parte de esta pared en la zona de estudio es conocida como Quincharrumi (voz quechua que significa "Corral de Piedra"), (Figura 3.1). El flanco exterior de la caldera se caracteriza por presentar buzamientos suaves hacia el occidente, formando la superficie conocida como Tablones y constituyendo las estribaciones de la Cordillera Real. El suave buzamiento del flanco exterior de la caldera es disturbado por varios valles profundos en forma de U. Los valles glaciares tienen grandes escarpes, alcanzan hasta los 400 metros. Los principales valles glaciares presentes en el flanco exterior de la caldera (fuera del área de estudio) son la Quebrada Encañada, Quebrada Pucahuaycu, Quebrada Padre Corral, Valle Carihuaycu, San Lorenzo-Guambi, Muerte Pungo, Chicana y Toro Pungo.

En el borde topográfico de la caldera, la Loma Predicador es un centro de emisión de flujos de lava hacia el interior de la caldera, al Sur de este existe otro centro de emisión de similares características.

En la región suroccidental de la caldera existen dos cuerpos volcánicos (Plaza de Armas y Tabla Rumi). El Plaza de Armas, alcanza una altura de 4600 msnm, presenta domos y flujos de lava que se distribuyen hacia los cuatro puntos cardinales. Pocos kilómetros al Sur del Plaza de Armas está el Tabla Rumi, tiene una altura de 4600 msnm, (Figura 3.1).

La zona sur del área de estudio presenta rasgos morfológicos sobresalientes, el rasgo más notorio es la presencia del estrato-volcán Antisana, que alcanzan una altura de 5758 msnm. A pocos kilómetros al Oeste del Volcán Antisana se encuentra el Volcán Chusalongo, tiene una forma de herradura con escarpes internos abruptos resultado del colapso de su estructura. El punto más alto de esta estructura volcánica corresponde a un domo ubicado en su margen oeste, alcanzando una altura de 4800 msnm. En la base de estos volcanes, la zona presenta una morfología bastante plana, suavizada por depósitos de caída y por

lahares. La topografía plana es disturbada por flujos del Antisana. Los flujos que salen hacia el Oeste son desviados hacia el Sur al contrastar con la morfología del Chusalongo, los que salen en dirección norte son desviados hacia el Este al chocar con el flanco exterior de la caldera Chacana.

Hacia el SE de la zona de estudio, en el sector Chimbaurco, se diferencia el borde topográfico de la caldera, el cual hacia el Oeste es tapado por flujos de lava. En esta zona existe un domo colada, que corta el flanco exterior de la caldera.

La Caldera Chacana está rellena con materiales tanto volcánicos como sedimentarios. Existen sedimentos de relleno, se encuentran en el sector de La Virgen, en la cumbre de una montaña alargada que funciona como divorcio intercontinental de aguas y separa los valles Carihuaycu y Río Sucus. Hacia el Sur se prolonga hasta el sector norte de Singunay y hacia el Este hasta el Río Sucus. Los productos volcánicos visibles corresponden tanto a domos como flujos de lava intracaldera. Los domos presentan formas redondeadas algo irregulares, disturbados por las glaciaciones y por meteorización, estos domos son: San Clemente, Yanaurco, Chaupiuurco, Ventanillas, Cojanco, Tumiguina y los que se encuentra en la Loma Baños. Los domos presentan espesores entre 200 y 400 m y alcanzan hasta una altura de 4135 msnm. Los flujos de lava intracaldera presentes en la zona son: Flujo Tumiguina, Sucus, Papallacta, dos pequeños flujos ubicados en el By Pass de Papallacta y la estructura volcánica conocida como Singunay.

Toda la zona está afectada por las glaciaciones, presenta valles glaciares en forma de U, valles colgantes, circos, lagunas glaciares y morrenas laterales, intermedias y terminales. Las morrenas están ampliamente distribuidas en toda el área de estudio rellenando el fondo de los valles. En la zona alta de El Tambo y en el sector de Cachiyacu forman amplias y espesas terrazas de hasta 200 m.

La topografía está suavizada por potentes capas de suelo que alcanzan espesores de hasta 5 m, estos son cubiertos por pajonales y por plantas nativas.

### 3.3. ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA.

La descripción de esta sección se la realiza mediante la clasificación en unidades, las que son descritas en orden cronológico desde la más antigua a la más reciente considerando edades relativas determinadas en base a observaciones de campo (Figura 3.2). Para las descripciones se considera:

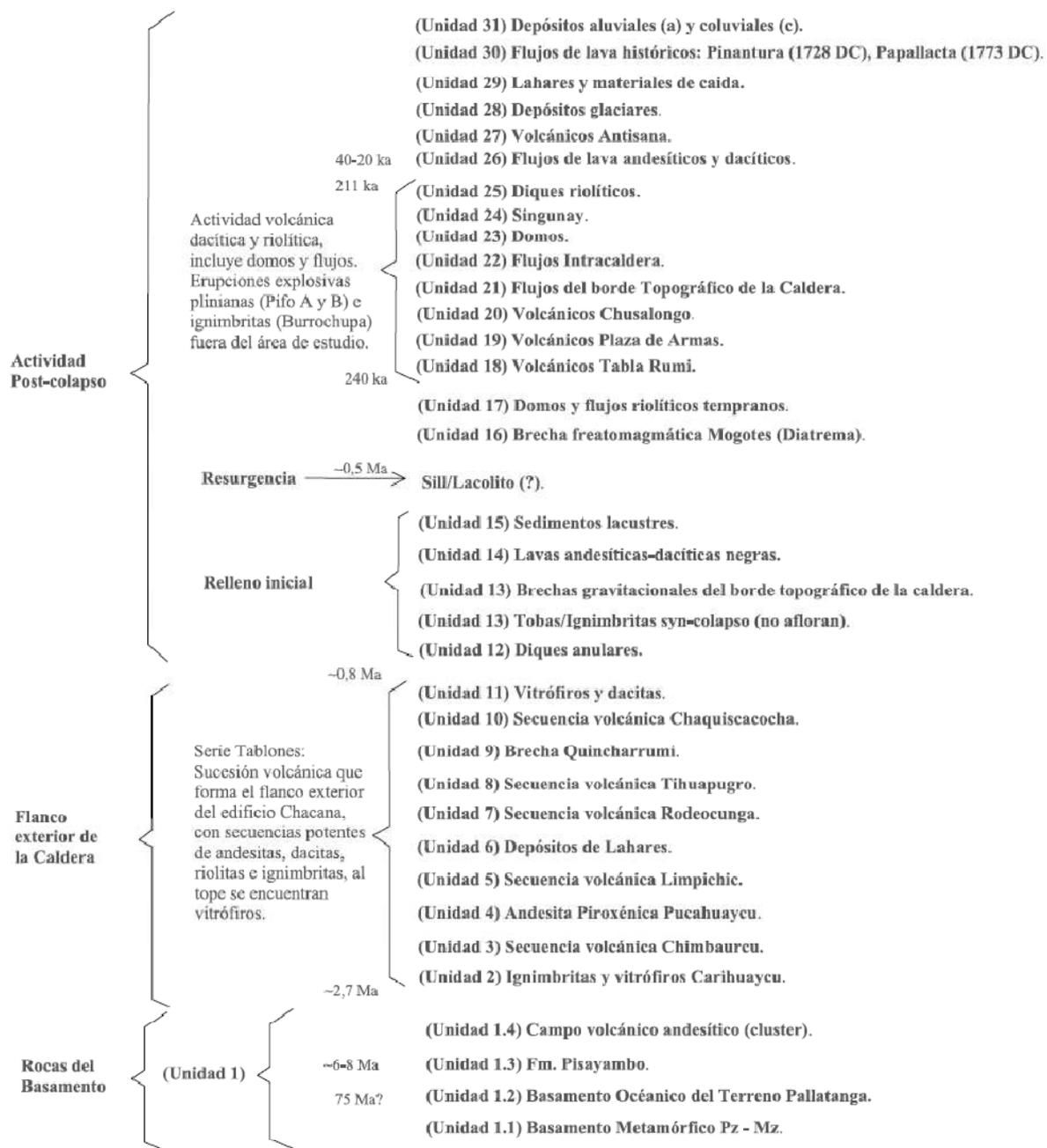
**Ubicación y características generales.-** Se describe los lugares en los que una unidad determinada se encuentra, su extensión así como sus rasgos característicos como: diaclasamiento, estratificación, alteración, meteorización, relaciones geométricas y observaciones importantes realizadas en los afloramientos. Se las correlaciona también con trabajos previos.

**Petrografía.-** se describe las características petrográficas y ensamblajes minerales de las rocas de una determinada unidad, esto realizado en base a observaciones de campo, observaciones de muestras de mano y análisis de láminas delgadas. Se menciona además el tipo de depósito.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** se describe la posición relativa de una unidad con respecto a las otras y se presenta un estimado de su potencia.

En la zona de estudio se identificaron rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas extrusivas, que han sido separados en 31 unidades rocosas. Las unidades son clasificadas en rocas del basamento, flanco exterior de la caldera y actividad post colapso (Figura 3.2).

Las rocas metamórficas son gneises y esquistos del basamento. Las rocas sedimentarias son lutitas y conglomerados, así como depósitos morrénicos, fluviales y coluviales. Las rocas volcanoclásticas son brechas volcánicas y lahares, tanto en el flanco exterior de la caldera como de relleno de la misma. Las rocas volcánicas corresponden a flujos de lava y domos de composiciones entre andesitas basálticas y riolitas. Existen también depósitos de caída siendo principalmente de cenizas.



**Figura 3.2 Resumen de la estratigrafía de la zona sur de la Caldera Chacana.**

### 3.3.1. (UNIDAD 1) ROCAS DEL BASAMENTO.

El basamento de la zona sur de la Caldera Chacana está constituido por diferentes tipos de rocas, del más antiguo al más reciente son: basamento metamórfico, basamento oceánico del Terreno Pallatanga, Formación Pisayambo

y campo volcánico andesítico (*cluster*) previo a la formación de la caldera. De estos grupos de roca solamente el basamento metamórfico aflora en la zona de estudio. Las rocas metamórficas se encuentran en el E y SE de la Caldera Chacana. Los otros grupos de roca afloran fuera de la zona de estudio o su existencia es interpretada de acuerdo a criterios geológicos.

### 3.3.1.1. (UNIDAD 1.1) BASAMENTO METAMÓRFICO.

**Ubicación y características generales.-** Las rocas metamórficas afloran en el lado oriental del área de estudio. Están presentes en la población de Papallacta, en donde aparecen como pequeños afloramientos de pocos metros ubicados en la margen este del Río Papallacta. Afloran desde los 3080 msnm hasta los 3160 msnm. Hacia el Sureste fuera del área de estudio se las puede encontrar a alturas mucho más bajas. Las rocas en este punto presentan un aspecto fresco, se caracterizan por tener una foliación N10E evidenciada por el alineamiento de las micas. Un rasgo notorio es la afectación de las rocas por los glaciares (estrías).

Están presentes también a pocos metros hacia el Oeste de la confluencia de los Ríos Tumiguina y Papallacta, hacia el Sur del Río Papallacta. En esta zona las rocas presentan una esquistosidad N15W/55SW y un leve fracturamiento con orientaciones preferenciales N75E/75NE y N80W/55NE.

Las rocas metamórficas afloran también en la margen norte y sur del Río Blanco Chico, donde aparecen hasta una altura de 4230 msnm, y se caracterizan por tener una foliación de dirección NNE.

En el mapa Geológico del Ecuador (1993), estas rocas se presentan como granitos gnéisicos per-alumínico ± granate de edad triásica.

**Petrografía.-** Las rocas metamórficas reportadas en la población de Papallacta corresponden a gneises con cuarzo azul intercalados con esquistos cuarzosos. Las rocas presentes en la confluencia de los ríos Tumiguina y Papallacta corresponden a esquistos cuarzosos, al igual que las rocas presentes en la margen norte y sur del Río Blanco Chico.

Los gneises con cuarzo azul están constituidos mineralógicamente por plagioclasa, biotita altamente cloritizada, hornblenda, cuarzo en agregados y

orientado, granate porfiroblástico ligeramente fracturado, moscovita idioblástica siguiendo una orientación preferente, epidota aparece como producto de alteración o reemplazamiento de cristales de granate, sericita muy fino granular con una clara orientación, clorita con formas escamosas y tabulares junto a los granates. Algo característico de estas rocas es la presencia de cuarzo azul distinguible a simple vista.

Los esquistos cuarzosos (muestra CH-179, Anexos 4 y 5) presentan una textura esquistosa lepidoblástica, moscovita y actinolita se disponen de manera paralela. Mineralógicamente están constituidas por cuarzo (30%) que se dispone en bandas alargadas que definen la esquistosidad; moscovita (25%); granate (15%); actinolita (10%), presenta un aspecto fibroso; sericita (5%), presenta un aspecto pulverulento, algunos microlitos son alargados y se disponen de manera paralela entre sí; clorita (3%), resultado de reemplazamiento en los granates; epidota (3%), tienen un aspecto fibroso; cordierita (3%); plagioclasa (2%); opacos (4%), presentan un aspecto rugoso, es grafito.

Geoquímicamente los gneises presentes en Papallacta son caracterizados como granitoides tipo S (Aspden et al., 1992a).

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** las rocas metamórficas presentes en la población de Papallacta y los esquistos presentes al Norte del Río Blanco Chico, están sobreyacidas por las secuencias volcánicas pliocénicas que forman el flanco exterior de la Caldera (Serie Tablones). En cambio, las rocas metamórficas presentes al Sur del Río Blanco Chico están cubiertas por productos volcánicos del Volcán Antisana (Unidad 27). Los esquistos aflorantes en la confluencia de los ríos Tumiguina y Papallacta están sobreyacidos por las rocas de la Unidad 13 correspondientes a las brechas del colapso de la caldera y en parte por coluviales y morrenas.

Los gneises presentes en la población de Papallacta son atribuidos al granito Tres Lagunas (Aspden y Litherland; 1992) cuya edad de intrusión es de  $227.6 \pm 3.2$  Ma (Noble et al., 1997). A los esquistos presentes se les atribuye edades jurásico tardías (Aspden y Litherland; 1992).

No se han encontrado evidencias que demuestren que el contacto entre las rocas metamórficas y las rocas volcánicas sea fallado, más bien los volcánicos del flanco exterior de la caldera se sobreponen a los metamórficos. Pero, el borde estructural de la caldera en su margen oriental, representa un límite de falla entre las rocas metamórficas y los productos de relleno de la caldera. En el sector SE de la caldera, en el pie norte del Antisana a lo largo del río Blanco Chico, el contacto entre las rocas metamórficas y el flanco exterior de la caldera aparentemente es fallado. Las rocas metamórficas aparecen hasta una altura de 4230 msnm, siendo sobrepuestas únicamente por las brechas superiores del flanco exterior de la caldera.

#### **3.3.1.2. (UNIDAD 1.2) TERRENO PALLATANGA.**

El Terreno Pallatanga aflora fuera de la zona de estudio, en la quebrada del río Guayllabamba a aproximadamente 10 km al NW de la población de Guayllabamba. La unidad consiste de basaltos de fondo oceánico de edad cretácica (80-90 Ma), acrecionados contra el continente sudamericano durante el Maastrichtiano (Hughes and Pilatasig, 2002). La descripción de este terreno se lo realiza de manera más detallada en el Capítulo 2. Se interpreta que este terreno se encuentra desde el borde estructural occidental de la caldera hacia el Oeste. El borde estructural de la caldera corresponde al límite entre el Terreno Pallatanga y el basamento metamórfico.

#### **3.3.1.3. (UNIDAD 1.3) FORMACIÓN PISAYAMBO.**

La formación Pisayambo no aflora en la zona de estudio. Está presente en el borde suroeste del flanco exterior de la caldera Chacana, en la Quebrada Chacaucu, al Sur de la laguna Tipo Pugro y Secas en la vía de Pintag hacia el Antisana. Una descripción más detallada se presentó en el Capítulo 2.

#### **3.3.1.4. (UNIDAD 1.4) CAMPO VOLCÁNICO ANDESÍTICO (CLUSTER).**

El volcanismo andesítico previo a la formación del edificio Chacana no aflora en superficie. Su existencia es interpretada considerando que previo a la formación de calderas silíceas y a la extrusión de grandes volúmenes de magma riolítico, es necesario el emplazamiento de volúmenes aún más grandes de magmas de composiciones basáltico – andesíticas. Muchas calderas han colapsado en

campos volcánicos de dominante composición intermedia (Lipman W., 1984), estas secuencias constituirían la base del edificio Chacana. Contemporáneos con este campo pueden ser los volcanes Pambamarca, Puntas, Cotourco y Sincholagua que se encuentran fuera de la Caldera Chacana.

Los remanentes de este edificio andesítico podrían ser representados por las Brechas Ninarumi descritas por Pozo (1982); estas brechas afloran en la margen norte del valle Carihuaycu en el sector de Peñas Blancas, Sunfochupa y Ninarumi. Pérez (1986) encontró brechas andesíticas (Fm Quingray) en las paredes de la Laguna de Secas de la Hacienda Pinantura, que las correlacionó con las Brechas Ninarumi considerando su litología y posición estratigráfica. Esta brecha es de color gris oscuro con pésimo sorteo. Contiene clastos angulares y subangulares de diámetro menor a 1 metro; los clastos son de composición andesítica y con una matriz lítica muy endurecida. Tiene una potencia aproximada de 260 m (Pozo, 1982). Descripciones más detalladas son presentadas por Pozo (1982) como Brechas Ninarumi y Pérez (1986) como Fm. Quingray.

### **3.3.2. SERIE TABLONES (SUCESIÓN VOLCÁNICA QUE FORMA EL FLANCO EXTERIOR DEL EDIFICIO CHACANA).**

Corresponde a un potente paquete de secuencias volcánicas que formaron el flanco exterior de la Caldera Chacana. La Serie Tablones cubre casi de manera radial la depresión que formó la caldera. Está ampliamente distribuida en las zonas norte y oeste de la caldera. En el Oeste se prolonga hasta el límite con el Callejón Interandino, en donde, es cortada por fallas normales. Hacia el Norte y Noroeste chocan contra los volcanes Pambamarca, Puntas y Cotourco (Beate B., et al., 2009). En el Este, las secuencias volcánicas están depositadas directamente sobre los metamórficos. En el Sur, esta unidad está parcialmente cubierta por volcánicos recientes. Hacia el Suroeste se prolonga hasta el lineamiento Antisana, en donde choca contra la Fm. Pisayambo y los volcánicos del Sincholagua (Beate B., et al., 2009).

Según Carrasco (1987), esta serie consta de tres períodos evolutivos con secuencias de andesitas, dacitas y riolitas cada una. Buenos afloramientos y la

mayor parte de la secuencia puede ser encontrada en las quebradas Encañada y Carihuaycu. Se asume como edad tentativa de 2.7 – 0.8 Ma para la serie, cuando la emisión de grandes volúmenes de vitrófiros e ignimbritas dieron origen a la caldera y formaron la superficie conocida como El Tablón (Hall & Mothes, 2008).

A continuación se describen únicamente las rocas presentes en la zona de estudio, sin embargo, el flanco exterior de la caldera está constituido por distintas secuencias volcánicas, varias de las cuales no son descritas en este trabajo. La estratigrafía del flanco exterior de la caldera en su margen occidental y parte de su flanco norte, son presentadas en los trabajos de Pozo (1982), Pérez (1986) y Carrasco (1987).

### 3.3.2.1. (UNIDAD 2) IGNIMBRITAS Y VITRÓFIROS CARIHUAYCU.

**Ubicación y características generales.-** Esta unidad está en el extremo occidental del área de estudio. Carrasco (1987) la describe en la margen izquierda de la Quebrada Encañada, en la Loma Yaracpatacunga. Sin embargo, actualmente, debido a la densidad de la vegetación y a la presencia de pajonales no se han identificado afloramientos. En los flancos inferiores de la Quebrada Encañada se encontraron únicamente rodados de vitrófiros, ignimbritas y obsidiana, que corresponderían a esta unidad. La unidad es correlacionada con las Tobas y Vitrófiros Yanaurcu (Unidad IV), y con la Secuencia Volcánica Carirumi (Unidad V) descritas por Pozo (1982).

**Petrografía.-** Carrasco (1987) separa a esta unidad en dos paquetes, vitrófiro riodacítico de coloración negra, con clastos incorporados y bandeamiento fluidal; y tobas soldadas de coloración rojiza algo vesicular.

Los rodados de vitrófiros encontrados en la Quebrada Encañada son de color negro, mineralógicamente están constituidos por piroxeno; plagioclasas de tamaño menor a 5 mm orientadas paralelamente entre sí; anfíbol afectado por meteorización y con ligero reemplazamiento de clorita. La matriz es vítrea de color oscuro, la matriz está algo desvitrificada.

Las tobas soldadas mineralógicamente están constituidas por piroxeno, plagioclasa con tamaños menores a 3 mm y disposición fluidal, anfíbol con ligera

transformación a clorita. Existen líticos volcánicos principalmente andesíticos – dacíticos y de pómez.

Descripciones con mayor detalle de la petrografía y de las características in situ de la roca son presentadas por Carrasco (1987).

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** En la zona de estudio esta unidad está sobreyacida por las rocas correspondientes a la Unidad 5 (Secuencia Volcánica Limpichic). El contacto entre estas unidades no se identifica debido a la cobertura de vegetación. En el área de estudio las rocas subyacentes no son observables. Carrasco (1987) señala que esta unidad yace directamente sobre las Riolitas Encañada (Unidad II) definidas en su trabajo, y corresponderían al grupo de rocas más antiguas del flanco exterior de la caldera.

Carrasco (1987) estima una potencia de 240 m para esta unidad. Los vitrófiros alcanzan una potencia de hasta 100 m, mientras que, las ignimbritas tienen una potencia de 140 m.

### 3.3.2.2. (UNIDAD 3) SECUENCIA VOLCÁNICA CHIMBAURCU.

**Ubicación y características generales.-** Esta unidad forma gran parte del borde topográfico sur de la Caldera Chacana. Es un paquete potente de rocas volcánicas que aflora desde los 3400 hasta los 4040 msnm, aflora siempre hacia el Sur del Río Tumiguina siendo interpretado este como un límite de falla.

La unidad está presente en el sector sur y este de la zona de estudio. Aparece desde la población de Papallacta en el lado oriental, hasta la base de la estructura Volcánica Plaza de Armas en su lado occidental. Está cubierta por secuencias volcánicas más recientes hacia el occidente de la Laguna Cojanco. Esta unidad aflora solamente en el escarpe norte del Cerro Chimbaurcu. En su lado occidental están cubiertas por lavas más recientes por lo que no se observa su prolongación hacia el Sur.

La mayor expresión de esta unidad está en el sector de Chimbaurcu, de donde toma su nombre. En este sector las partes inferiores de la unidad están completamente cubiertas por una densa vegetación y por pajonales, por lo que no existen afloramientos. Afloramientos pueden ser distinguibles a partir de los 3700

msnm. Las rocas están afectadas por intemperismo por lo que presentan una coloración algo verdosa. En los lugares en donde la roca está fresca es de color gris algo azulada. Forma escarpes bastante abruptos y paredes que alcanzan hasta los 50 m. En algunos niveles están altamente diaclasadas y con un fuerte lamamiento con una orientación N45E /40SE. La roca presenta una textura microporfirítica con plagioclasas y piroxenos. Hacia las partes superiores de la unidad la roca es más porfirítica.

Hacia el occidente de la Laguna Cojanco, esta unidad forma un escarpe bastante abrupto de más de cien metros, los afloramientos en esta zona son difíciles de acceder debido a la presencia de arbustos y vegetación.

En la base del Plaza de Armas está la expresión más occidental de esta unidad. Aparece hacia el occidente de la Quebrada Sunfohuayco, donde la roca presenta un aspecto bastante fresco. Tiene un color gris azulado y textura microporfirítica con plagioclasa y piroxeno, presenta manchas de color rojizo de tamaños centimétricos debido a oxidación. La roca está altamente con una orientación N75E/15NE.

Las rocas de esta unidad son interpretadas como una sucesión de flujos de lava.

Esta unidad no ha sido mencionada en trabajos previos. En el Mapa Geológico de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos, asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Para la caracterización petrográfica de las rocas del sector de Chimbaurcu se ha considerado a la muestra (CH-129, Anexos 4 y 5). Estas rocas tienen una textura porfirítica poikilítica con matriz hialopilítica ligeramente fluidal. La fracción de fenocristales alcanza un 40 %. Mineralógicamente están constituidos por plagioclasa (20% con  $Ab_{48}$ ); clinopiroxeno (15%), presentan inclusiones de plagioclasas y minerales opacos, los bordes de algunos cristales están meteorizados; opacos (5%). La matriz representa el 60 % de la roca y está constituida por plagioclasa (35%), tienen una ligera disposición fluidal, se encuentra rodeando a fenocristales de piroxeno; opacos (15%); vidrio (7%), ocupa los intersticios entre los microlitos de plagioclasa; clinopiroxeno (3%), está ocupando algunos intersticios entre los microlitos de plagioclasa. La roca tiene

ligero grado de meteorización principalmente en los piroxenos, pero las plagioclasas están frescas. Se nota una orientación preferencial de las plagioclasas. Estas rocas son clasificadas como andesitas.

Las rocas presentes en la base del Plaza de Armas tienen un aspecto textural diferente, se caracterizan por la presencia de dos piroxenos. Estas rocas (muestra CH-329, Anexos 4 y 5) tienen una textura porfirítica con matriz microcristalina afieltrada. Presentan un 30% de fenocristales, constituidos por ortopiroxeno (12%), algunos están maclados, localmente hay cristales con los bordes reabsorbidos; clinopiroxeno (8%), algunos cristales están rotos; plagioclasa (8% con  $Ab_{62}$ ), localmente están meteorizadas y presentan el aspecto sucio; opacos (2%), es magnetita. La matriz representa el 68 % de la roca y está constituida por plagioclasa (40%), los microlitos se cruzan entre sí, localmente rodean paralelamente los bordes de los fenocristales; opacos (13%); vidrio (10%), se encuentra entre los intersticios entre las plagioclasas; piroxeno (5%). Existen óxidos de hierro junto a los piroxenos y a los opacos resultado de meteorización. Estas rocas son clasificadas como andesitas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Las rocas presentes en el sector de Chimbaurcu, al SW del By Pass de Papallacta están subyacidas directamente por las rocas metamórficas de la Unidad 1.1. El contacto entre estas dos unidades aparentemente es fallado ya que no existe continuidad hacia el Sur. Las rocas sobreyacentes corresponden a las brechas de la Unidad 9, (Figura 3.3).

Hacia el occidente de la Laguna Cojanco la base de la unidad no es distinguible. Su cercanía con las rocas metamórficas sugiere que estas la subyacen. Las rocas sobreyacentes corresponden a flujos de lava tanto del Chusalongo como del Antisana. Hacia el Norte, flujos de lava intracaldera y de andesitas negras (Unidad 14) están adosados lateralmente a esta unidad.

Las rocas que están en la base del Plaza de Armas están sobreyacidas por las rocas de la Unidad 9, hacia el occidente y Sur están sobreyacidas también por flujos de lava del Plaza de Armas. Debido a la espesa vegetación, el contacto inferior de esta unidad en este sector no es visible.

La potencia de esta unidad es variable, se estima que su espesor estaría entre 150 m en la base del Plaza de Armas y 300 m en Chimbaucú.

Las rocas de esta unidad podrían correlacionarse con las secuencias volcánicas andesíticas del borde occidental de la caldera, estas secuencias volcánicas son la Secuencia Pucahuaycu, Secuencia Rodeocunga y Secuencia Tihuapugro. La petrografía entre estas unidades es bastante similar y se diferencia principalmente en sus texturas.



**Figura 3.3** Vista aérea del área de estudio, foto tomada desde el SE; al centro la laguna Papallacta. Se muestra el borde topográfico sureste de la Caldera Chacana, se muestra el contacto probable entre los volcánicos y el metamórfico. Hacia el Norte domos intracaldera y el flujo histórico de Papallacta. (Foto: S. Vallejo IG-EPN).

#### 3.3.2.3. (UNIDAD 4) ANDESITA PIROXÉNICA PUCAHUAYCU.

**Ubicación y características generales.-** Esta unidad está presente solamente en el sector nor-occidental del área de estudio. Carrasco (1987) la describe en la Loma Machipungo en su flanco occidental. Se correlaciona con la Secuencia Volcánica Pucahuaycu descrita por Pérez (1986), en donde se la describe en el

flanco occidental de la Loma Quincharrumi. Sin embargo, actualmente, debido a la densidad de la vegetación y a la presencia de pajonales no se ha identificado afloramientos de esta unidad. Morfológicamente se la distingue como una franja alargada en el flanco occidental de las lomas Quincharrumi y Machipungo.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos, asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Según Carrasco (1987), estas rocas son porfiríticas en una matriz pilotaxítica. Están constituidas por plagioclasa, augita, hipersteno, oxihornblenda. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, piroxeno, vidrio. Existen minerales secundarios como óxidos de hierro y clorita. Se trata de una serie de flujos lávicos andesíticos de dos piroxenos. Descripciones completas de la petrografía y de las características in situ son presentadas por Carrasco (1987) y Pérez (1986), en donde son descritas como Andesita Piroxénica Pucahuaycu (Unidad V) y Secuencia Volcánica Pucahuaycu (Unidad IV) respectivamente.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** En la Loma Machipungo, esta unidad está sobreyacida por las rocas de la Unidad 7. No se distinguen los límites inferiores de esta unidad pues se pierden entre las morrenas del Valle Pucahuaycu. Según Carrasco (1987), en la margen izquierda de la Quebrada Encañada esta unidad sobreyace a los Vitrófiros e Ignimbritas Carihuaycu (Unidad III) definida en su trabajo.

En el sector de Rodeocunga, la unidad está sobreyacida por las rocas de la Unidad 6, en donde sus límites inferiores no se distinguen pues se pierden entre las morrenas.

En el flanco oeste de la Loma Quincharrumi, en la margen derecha de la Quebrada Pucahuaycu, las rocas de esta unidad están sobreyacidas por las rocas de la Unidad 7. Los límites inferiores se pierden entre los depósitos de morrenas.

Carrasco (1987) estima una potencia de 140 metros como un espesor mínimo. En cambio, Pérez (1986) presenta una potencia mínima de 120 m.

#### 3.3.2.4. (UNIDAD 5) SECUENCIA VOLCÁNICA LIMPICHIC.

**Ubicación y características generales.-** Esta unidad se localiza en la margen occidental del área de estudio. Aparece en el sector de Yantaloma desde la estructura volcánica Plaza de Armas hasta El Predicador. Aflora desde los 4080 hasta los 4460 msnm. En este sector la unidad presenta una brecha basal de menos de 5 m. Las rocas volcánicas están diaclasadas y estratificadas con suaves inclinaciones hacia el SW. La pseudo estratificación tiene un rumbo N40W /15SW. Las rocas presentan evidencias de glaciación con estrías glaciares. Es común en este sector las lajas con una continuidad de aproximadamente 15cm. Las rocas son de coloración blanca debido a alteración hidrotermal (silicificación) llegando incluso a borrar completamente la textura de la roca. Los únicos minerales autigénicos distinguibles a simple vista son plagioclasa y cuarzo, las plagioclasas tienen una disposición casi horizontal inclinada levemente hacia el SW. La matriz es vítrea a criptocristalina. Como minerales de alteración están presentes pirita fina diseminada y en agregados, esmectita y poca epidota. En esta zona la unidad forma un escarpe bastante abrupto hacia el lado oriental que representa parte del borde topográfico de la caldera. Pérez (1986) incluye a estas rocas en la Secuencia Volcánica Tihuapugro (Unidad X).

En el sector sur occidental de la zona de estudio aparece en la margen izquierda de la Quebrada Chicana y en la margen derecha de la Quebrada Antisanilla. Tiene un suave buzamiento hacia el SW. Es de coloración algo azulada. Tiene un denso diaclasamiento de flujo. En este sector las rocas no están alteradas. Presenta una autobrecha basal de no más de dos metros.

En la Loma Machipungo, en la margen izquierda de la Quebrada Encañada aparecen pocos y pequeños afloramientos dispersos de esta unidad. La mayor parte de esta zona está cubierta por una densa vegetación. Las rocas presentan un denso diaclasamiento vertical y alta afectación por intemperismo. Las rocas no están alteradas y presentan una coloración gris azulada.

Estas rocas son correlacionadas con la Secuencia Volcánica Limpichic (Unidad V) de Pérez (1986), (Unidad VIII) de Carrasco (1987) y con las Andesitas Anfibólicas Carirumi (Unidad V) de Pozo (1982).

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerada dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos, asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Para la descripción petrográfica de esta unidad se utilizó la muestra CH-93 (Anexos 4 y 5). La textura es porfírica poikilítica con matriz microcristalina. Los fenocristales representan el 30 % de la roca y está constituida por plagioclasa (22% con  $Ab_{62}$ ); opacos (5%); piroxeno (2%); cuarzo (1%), presenta los bordes reabsorbidos, es de tamaño menor a 1 mm. La matriz representa un 70 % de la roca, está constituida por vidrio (75%), aparece englobando a los microlitos de plagioclasa y envolviendo a los fenocristales; plagioclasa (15%); opacos (5%). Las rocas de esta unidad son secuencias volcánicas caracterizadas como flujos de andesitas ácidas – dacitas.

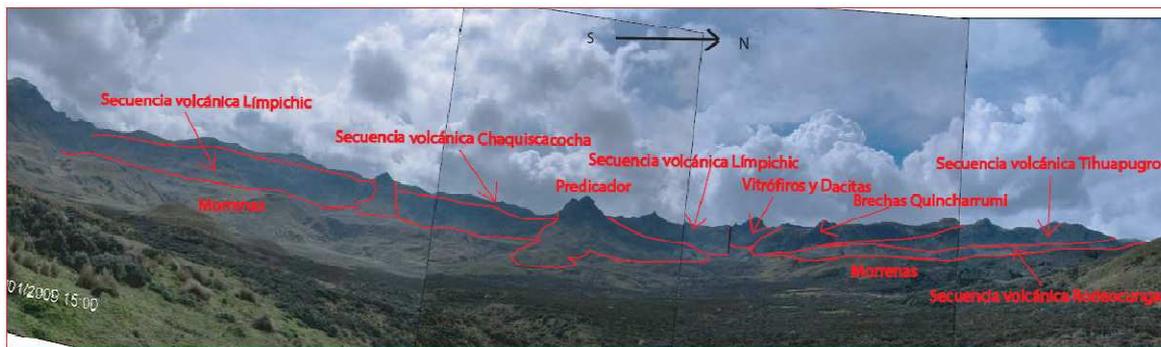
Las rocas alteradas presentan un 45% de minerales secundarios. La alteración afecta principalmente al vidrio de la matriz, reemplazándolo casi en su totalidad. Presentan minerales como arcillas (25%), se forma principalmente por alteración de plagioclasa y en menor grado de piroxenos; sericita (8%), es resultado de la alteración principalmente de las plagioclasas y en menor grado de piroxenos; sílice (7%); pirita (5%). El proceso predominante de alteración es la silicificación y argilitización, reemplazando principalmente al vidrio de la matriz.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Las rocas presentes al Sur de la Quebrada Chicana están sobreyacidas por la Unidad 11. Los límites inferiores no son distinguibles pues se ocultan entre las morrenas de la Quebrada Chicana.

En el sector de Yantaloma y al Norte de la Quebrada Antisanilla estas rocas son sobreyacidas por los flujos de lava de la secuencia Chaquiscacocha (Unidad 10). No se observan sus límites inferiores ya que estos desaparecen en las morrenas.

En la Loma Machipungo la unidad está subyacida por las rocas de la Unidad 2, sin embargo, su contacto es inferido ya que la alta cobertura de vegetación impide observarla. Las rocas sobreyacientes son de la Unidad 6 (Figura 3.4).

Se ha estimado una potencia de al menos 350 m en los sectores de Yantaloma y al Norte de la Quebrada Antisanilla. En la Loma Machipungo y al Sur de la Quebrada Chicana esta unidad presenta una potencia de 80m.



**Figura 3.4 Borde topográfico occidental de la Caldera Chacana, se muestran varias de las unidades que forman la pared interna de la caldera. Vista desde Cachiyaçu. Hacia el Oeste.**

### 3.3.2.5. (UNIDAD 6) DEPÓSITOS DE LAHARES.

**Ubicación y características generales.-** Aparece solamente en el Noroccidente de la zona de estudio. Está en la Loma Machipungo, en el sector de Rodeocunga y en la base de la loma Quincharrumi. Son parte de las secuencias volcánicas que forman el flanco exterior de la caldera. Esta unidad tiene pocos y pequeños afloramientos debido a la cobertura de vegetación y pajonales.

En la Loma Machipungo las rocas están algo estratificadas con suaves buzamientos hacia el W. Son brechas con clastos menores a 30 cm de diámetro con forma subredondeada. Los líticos que conforman este depósito son andesita porfírica con fenocristales principalmente de plagioclasa y piroxeno y andesitas afaníticas. La matriz está constituida por los mismos componentes de los líticos con tamaños de grava y arena. Tiene vesículas de tamaños milimétricos.

En el sector de Rodeocunga hay una brecha matriz soportada con clastos de tamaño menor a 30 cm. Los clastos que constituyen la brecha son únicamente de riolitas bandeadas de color rojizo y blanco. Los materiales de la matriz son de tamaños de arena y arcilla, además es algo vesicular. Las rocas están afectadas por intemperismo y presentan un denso diaclasamiento en direcciones aleatorias.

En la Loma Quincharrumi la brecha es de color gris claro con soporte de matriz y con clastos menores a 30 cm. Es una brecha heterolitológica con clastos de andesita porfírica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, son de color gris y

rojizas, algunas son vesiculares; riolitas bandeadas de color gris claro; obsidiana. Los materiales de la matriz son de los mismos componentes líticos con tamaños de grava y arena, presentan pocas vesículas. La unidad está estratificada y presenta un rumbo N10W/15SW.

Carrasco (1987) describe a estas rocas como aglomerados volcánicos y flujos laháricos. Las incluye dentro de la Secuencia Volcánica Limpichic (Unidad VIII). En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Para la descripción petrográfica se considera a la muestra CH-222 (Anexos 4 y 5). Corresponde a una fracción fina de la brecha con clastos menores a 1 cm. Presenta una textura brechosa epiclástica con clastos angulares y subangulares con soporte de matriz; la matriz es hipocristalina lítica. Los líticos representan un 40 % del total de la roca y están constituidos por andesitas porfíricas algo vesiculares con matriz vítrea y microcristalina (20%), presenta fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol; dacita porfírica y microcristalina (15%), presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno, cuarzo; andesita microcristalina (5%), tiene microlitos de plagioclasa con inclusiones de minerales opacos. La matriz representa un (60 %) de la roca y está constituida por arcilla (22%), localmente es bandeado y está rodeando a los líticos y materiales de la matriz; plagioclasa (15%); piroxenos (8%), algunos cristales están rotos (clinopiroxenos y ortopiroxenos); anfíbol (5%); obsidiana (5%); opacos (3%); Óxidos (2%). Se trata de una brecha heterolitológica con soporte de matriz. La roca no está alterada sin embargo presenta un bajo grado de meteorización afectando principalmente a las plagioclasas por lo que presentan un aspecto sucio. En la matriz existen vesículas redondeadas menores a 1 mm. Las rocas de esta unidad se clasifican como brechas de origen lahárico.

Debido a que la lámina delgada representa una sección muy pequeña de la roca, esta no contiene todos los líticos reportados en las características generales. Por esta razón, las riolitas no son descritas dentro de la petrografía, a pesar de estar presentes como líticos en el sector de Rodeocunga y en Quincharrumi.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** En la Loma Machipungo la unidad sobreyace directamente a la Secuencia Volcánica Limpichic (Unidad 5). Los contactos entre estas dos unidades están tapados por pajonales. En este sector la unidad está sobreyacida por las rocas de la Secuencia Volcánica Tihuapugro (Unidad 8). Los contactos entre estas unidades se observa en pocas zonas debido a la densidad de la vegetación y a la presencia de pajonales.

En el sector de Rodeocunga, esta unidad está subyacida en la margen occidental por las rocas de la Unidad 4, correspondientes a la Andesita Piroxénica Pucahuaycu. En la margen oriental el contacto inferior no es visible y se pierde en los depósitos de morrenas de la Quebrada Encañada. Los contactos con las unidades superiores son interpretados mediante relaciones estratigráficas ya que la presencia de potentes suelos y pajonales impiden su observación. Las Unidades sobreyacientes son la Secuencia Volcánica Rodeocunga (Unidad 7) y la Secuencia Volcánica Tihuapugro (Unidad 8).

En el sector de Quincharrumi esta unidad aflora solamente en la margen oriental, en este punto no se observa los contactos inferiores pues existen sedimentos (Unidad 15) adosados lateralmente a estas rocas. La unidad sobreyacente es la Secuencia Volcánica Rodeocunga (Unidad 7).

Se estima una potencia de 80 – 120 m, siendo aproximadamente similar en todos los sectores observados.

#### **3.3.2.6. (UNIDAD 7) SECUENCIA VOLCÁNICA RODEOCUNGA.**

**Ubicación y características generales.-** Esta unidad está presente solamente en el NW de la zona de estudio y forma parte del flanco exterior de la caldera y de su borde topográfico. Se distingue como una franja de aproximadamente 3 km de largo en el sector de Quincharrumi y en la Loma Machipungo.

En el sector de Quincharrumi aflora como una franja alargada en las márgenes occidentales y orientales de esta loma. Presenta diaclasamiento de flujo con rumbos N10E/15NW y N-S/30W. La unidad forma escarpes bastantes abruptos cercanos a verticales y se notan algo afectados por intemperismo.

En la Loma Machipungo está presente solamente en la zona sur, en su margen occidental y oriental. Se la distingue como una franja en la ladera. Presentan una suave inclinación hacia el W y tiene ligero diaclasamiento de flujo. Hacia la base de las rocas existen autobrechas.

Las rocas de esta unidad se caracterizan por tener un color gris azulado pero existen zonas en donde presenta colores rojizos debido a oxidación. Tienen una textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa y piroxeno, en matriz microcristalina. En la parte superior de esta unidad existen secuencias volcanosedimentarias con un espesor de 3 m que presentan una estratificación de N75W/15SW. Los volcanosedimentos son de color amarillento y algo rosado. Tienen intercalaciones de aproximadamente 2 cm de productos de tamaño de arena y arcilla, levemente consolidados y constituyen intercalaciones de cenizas. Existen capas de 5 cm de color rosado con textura de flujo.

Esta unidad se correlaciona con la Secuencia Volcánica Rodeocunga (Unidad VI) y (Unidad XI) presentadas por Pérez (1986) y Carrasco (1987) respectivamente. En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Para la caracterización petrográfica se consideró a la muestra CH-225 (Anexos 4 y 5). Estas rocas tienen una textura porfirítica hipocristalina orientada con matriz pilotáxica. La fracción de fenocristales alcanza un 55% de la roca y está constituido por plagioclasa (30% con  $Ab_{30}$ ); clinopiroxeno (15%); ortopiroxeno (7%); opacos (3%), algunos tienen forma cúbica (magnetita y hematita). La matriz representa un 42 % de la roca y está constituida por vidrio (20%); plagioclasa (15%); opacos (7%).

Los minerales secundarios ocupan el 3 % de la roca y son sericita (2%), se encuentra en los borde de algunas plagioclasas y piroxenos; arcillas (1%), presenta aspecto pulverulento y se encuentra en el centro y en los bordes de algunas plagioclasas. Los minerales secundarios no son resultado de alteración, sino de meteorización de plagioclasas y piroxenos. Las rocas de esta unidad son clasificadas como andesitas de dos piroxenos y corresponden a flujos de lava.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** En la Loma Machipungo, en el sector de Rodeocunga, esta unidad es subyacida en su margen occidental por la Andesita Piroxénica Pucahuaycu (Unidad 4). En su margen oriental el contacto inferior de la unidad no se observa pues se pierden bajo las morrenas. La unidad está sobreyacida por la Secuencia Volcánica Tihuapugro (Unidad 8).

En el sector de Quincharrumi, la unidad está subyacida en su margen occidental por la Unidad 4. En el Norte, en su margen oriental está subyacida por la Unidad 6. Hacia el Sur de este sector el contacto inferior no se observa pues se pierde bajo las morrenas. La Unidad 8 sobreyace totalmente a esta unidad en el margen occidental. La unidad 8 está sobre un pequeño paquete de volcano-sedimentos finamente estratificados que alcanzan un espesor de 3 m. En el Norte, en la margen oriental, está sobreyacida por la Unidad 8. En el Sur de Quincharrumi está sobreyacida por las Brechas Quincharrumi (Unidad 9). Los contactos entre estas unidades aparentemente son normales (Figura 3.4).

Se estima una potencia para esta unidad entre 80 – 120 m.

### 3.3.2.7. (UNIDAD 8) SECUENCIA VOLCÁNICA TIHUAPUGRO.

**Ubicación y características generales.-** Esta unidad está presente en el sector NW de la zona de estudio. Aparece desde la Loma Machipungo en el Norte hasta el Norte de la Loma Predicador en el Sur. Forma una franja de aproximadamente 5 km N-S y aflora entre los 4000 – 4220 msnm.

En la Loma Machipungo, las rocas presentan un denso diaclasamiento columnar aproximadamente cada 30 cm, con rumbo N80E/35NW (Figura 3.5). Están altamente fracturadas con diaclasas con rumbos N45W/85NE, N50W/70SW, N10E/50SE. Las rocas están frescas y no presentan alteración. Forma escarpes bastante abruptos y son observables tanto en la margen occidental como en la oriental de esta loma, además, representa las rocas de la cumbre. Las rocas tienen un color gris claro con textura algo porfirítica, se diferencia plagioclasa, piroxeno y un poco de anfíbol. La matriz es gris clara microcristalina. Las plagioclasas se disponen aproximadamente horizontales algo inclinadas hacia el W. El grupo volcánico en conjunto está inclinado levemente hacia el W.



**Figura 3.5 Secuencia Volcánica Tihuapugro, sector Machipungo. Flujo de lava altamente diaclasado, no presenta alteración. (UTM WGS 84 805982, 9959637)**

En la Loma Quincharrumi forma una franja alargada aproximadamente N-S (Figura 3.4). En este sector la secuencia está estratificada con inclinaciones suaves hacia el W. Las rocas presentan un denso lajamiento aproximadamente cada 15 cm con un rumbo N50W/20SW. Las rocas son de color gris claro con textura algo porfirítica, se diferencia principalmente piroxeno y plagioclasa orientadas siguiendo la tendencia de las lajas. Presenta una autobrecha basal y otra en la cumbre, estas brechas son clasto soportado. Los clastos son de andesita gris oscura algo porfirítica bastante vesicular, se identifican fenocristales de plagioclasa y algo de piroxeno. La roca está ligeramente afectada por meteorización y se nota que algunas plagioclasas son lixiviadas.

Esta unidad se correlaciona con la Secuencia Volcánica Tihuapugro (Unidad X) y (Unidad XIV) presentadas por Pérez (1986) y Carrasco (1987) respectivamente. En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerada dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos, asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Para la caracterización petrográfica se consideró a la muestra CH-210 (Anexos 4 y 5). Estas rocas presentan una textura porfirítica pilotáxica con matriz intergranular fluidal. La fracción de fenocristales representa el 45 % de la roca y está constituida por plagioclasa (20% con  $Ab_{48}$ ); ortopiroxeno (12%); clinopiroxeno (8%), algunos cristales están rotos; anfíbol (3%); opacos (2%). La matriz representa el 50 % de la roca y está constituida por plagioclasa (30%),

presentan una textura fluidal; clinopiroxeno (8%), ocupan los intersticios entre las plagioclasas; ortopiroxeno (7%); opacos (5%). Los minerales secundarios representan el 3 % de la roca y corresponden a epidota (1%), se encuentra en los bordes de algunos piroxenos; apatito (2 %), es incoloro con forma anhedral, se encuentra en la matriz entre los microlitos de plagioclasa. Las rocas de esta unidad son clasificadas como andesitas de dos piroxenos y corresponden a flujos de lava.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** En la Loma Machipungo, en la margen occidental, esta unidad sobreyace a la Secuencia Volcánica Rodeocunga (Unidad 7). Los contactos entre estas dos unidades no son observables pues están cubiertos por pajonales. Hacia la margen occidental, en la zona norte sobreyace a las Unidades 5 y 6, mientras que hacia el Sur sobreyace a la Unidad 7. En este sector la unidad corresponde a la cumbre de la Loma Machipungo y no tiene rocas sobreyacientes.

En el sector de Quincharrumi la unidad sobreyace tanto en sus márgenes oriental como occidental a la Secuencia Volcánica Rodeocunga (Unidad 7) (Figura 3.4). En la zona norte forma la cumbre de la loma, en cambio, hacia el Sur está sobreyacida por las rocas de la Unidad 9 y Unidad 11.

La potencia de esta unidad varía en los diferentes sectores en los que se encuentra, por lo que se estima un rango entre 120 -220 m. En Machipungo alcanza cerca de los 200 m mientras que en Quincharrumi tiene 120 m.

#### **3.3.2.8. (UNIDAD 9) BRECHA QUINCHARRUMI.**

**Ubicación y características generales.-** Es una brecha ampliamente distribuida a lo largo del borde de la caldera. Está presente tanto al occidente como al Sur de la zona de estudio. Aparece en los sectores de Quincharrumi, Plaza de Armas y Chimbaurcu, en donde forma una cuchilla con una orientación aproximada NE.

En el sector de Quincharrumi se encuentra al Norte de la Loma Predicador en donde ocupa una longitud de aproximadamente 2 km. En esta zona las rocas forman escarpes bastante abruptos casi verticales, a la distancia se identifica una estratificación con una inclinación suave hacia el Oeste (N50E/5-10NW). Las

brechas en este sector son de color gris y café, tienen soporte de matriz con clastos de tamaño métrico y centimétrico. Los clastos son angulares y subangulares, son de andesitas y dacitas porfiríticas y afaníticas tanto grises y rojizas. La matriz está bien consolidada y es constituida por los mismos componentes de los clastos. No existe alteración, pero son afectados por meteorización.

En la base del Plaza de Armas esta unidad está presente en su margen oriental a lo largo de la Quebrada Sunfohuaycu. En la margen occidental está presente al Norte de la Quebrada Chicana. Al occidente de la Quebrada Sunfohuaycu estas rocas forman escarpes bastante abruptos de más de 50 m de espesor. Las brechas son de color gris oscuro y café rojizo, tienen clastos de hasta 0.5 m, aguas arriba de esta quebrada las brechas presentan solamente clastos de tamaños centimétricos. Las brechas en este sector son matriz soportado, tienen clastos de andesitas y dacitas de color gris y rojizo con texturas afaníticas y porfiríticas. La matriz está constituida por los mismos componentes de los clastos. Existe un pésimo sorteo. Estas Brechas se correlacionan con las Brechas Chicana (Unidad XII) descritas por Pérez (1986), quien menciona que éstas buzan ligeramente hacia el Oeste.

En el sector de Chimbaurcu estas rocas forman la cumbre de una cuchilla alargada de aproximadamente 5 km con una orientación NE. Las rocas están cortadas por grandes circos con escarpes bastante abruptos aproximadamente verticales, a la distancia se nota una estratificación con un rumbo N40E / 25 SE. Es una brecha matriz soportado con clastos menores a 0.4 m, constituidos por andesitas de color gris y rojizo afaníticas y porfiríticas, algunos clastos son vesiculares. La matriz de la roca es lítica y tobacea incluyendo incluso fragmentos de sedimentos. Está altamente consolidada, tienen vetilleo milimétrico de calcita (Figura 3.6).

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos, asignados a la Fm. Pisayambo.



**Figura 3.6 Brecha Quincharrumi, sector Chimbaucú. Líticos volcánicos andesíticos menores a 0.5 m (UTM WGS 84 816796, 9953700)**

**Petrografía.-** Para la caracterización petrográfica de esta unidad se utilizó la muestra CH-108m (Anexos 4 y 5), que representa la matriz lítica de la brecha, sin embargo por el gran tamaño de algunos clastos es probable que algunos de los líticos no estén presentes, ya que la lámina representa una sección demasiado pequeña de la roca y existen clastos de tamaño mayor a 1 m. La roca es una brecha volcánica, presenta una textura brechosa con clastos angulares y subangulares con soporte de matriz. La fracción lítica representa el 40 % de la roca y está constituida por andesitas porfíricas con matriz vítrea y microcristalina (20%), tiene fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol; andesita afanítica (15%), están constituidos en su mayoría por vidrio y en menor cantidad por microlitos de plagioclasa; andesita microcristalina (5%), presentan una textura intergranular. La matriz representa el 60 % de la roca y está constituida por arcillas (30%), está rodeando a los líticos y materiales de la matriz y sirve como cemento; plagioclasa (15%); andesitas (10%), son principalmente andesitas afaníticas y microcristalinas de forma principalmente subangular; opacos (5%).

La roca no está alterada, sin embargo, presenta un bajo grado de meteorización afectando principalmente al vidrio y a las plagioclasas, las que se están transformando a arcillas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** en el sector de Quincharrumi, hacia el Norte, esta unidad sobreyace a la Secuencia Volcánica Tihuapugro (Unidad 8). Hacia el Sur de la margen oriental sobreyace a la Secuencia Volcánica Rodeocunga (Unidad 7), posteriormente los límites inferiores no son distinguibles ya que se pierden en las morrenas (Figura 3.4). En este sector la mayor parte de la unidad representa la cumbre de la cuchilla, solamente al Norte del Predicador está sobreyacida por la Unidad 11 (Figura 3.7).

Al Oeste del Predicador estas rocas están subyacidas por la Secuencia Volcánica Limpichic (Unidad 5) y representan la cumbre de la loma.

En la base del Plaza de Armas, en su margen oriental, estas rocas están subyacidas por la Secuencia Volcánica Chimbaurcu (Unidad 3). En su margen occidental, los límites inferiores no son observables pues se pierden bajo los depósitos de morrenas de las Quebradas Toro Pugro y Chicana. Estas brechas están sobreyacidas por flujos de lava del Plaza de Armas y parcialmente por la secuencia volcánica Chaquiscacocha (Unidad 10).

En el sector de Chimbaurcu esta unidad sobreyace a la Secuencia Volcánica Chimbaurcu (Unidad 3) en la margen norte de esta elevación (Figura 3.3). En la margen sur de esta elevación, hacia el Oeste los límites inferiores de esta unidad no se observan pues se tapan por flujos de lava del Antisana. Esta unidad representa la cumbre de la cuchilla por lo que no tiene rocas sobreyacientes.

La unidad presenta espesores variables de acuerdo al sitio de observación. En el sector de Quincharrumi tiene un espesor de aproximadamente 220 m, en la base del Plaza de Armas presenta un espesor entre 60 – 100 m, mientras que en el sector de Chimbaurcu la unidad es bastante potente alcanzando hasta 250 m.

#### **3.3.2.9. (UNIDAD 10) SECUENCIA VOLCÁNICA CHAQUISCACOCHA.**

**Ubicación y características generales.-** Esta unidad está ubicada en el sector occidental del área de estudio, al Norte del Plaza de Armas y hacia el Sur del Predicador. Se prolonga a lo largo del Filo Plaza de Armas y representa las rocas de la cumbre de esta cuchilla. Esta presente a partir de los 4280 msnm y

representa la cumbre del borde topográfico de la caldera en este sector. Tiene una longitud de aproximadamente 3 km.

Las rocas están alteradas afectadas por silicificación y argilitización. Presentan un color blanco y amarillento. La textura de la roca en ocasiones es totalmente borrada. Se identifican minerales de alteración como esmectita, epidota, sílice rellenando cavidades, pirita diseminada y en vetillas, calcita en vetillas. Estas rocas presentan un denso lamamiento, aproximadamente cada 5 cm con un rumbo N60W/25SW. Las rocas están afectadas por los glaciares presentando estrías.

En las regiones en las que la roca no está alterada tiene un color gris azulado. Presenta un leve diaclasamiento en direcciones variadas. Se nota como la secuencia volcánica en conjunto presenta un rumbo N50W/25SW. La roca está constituida por plagioclasa y piroxeno en una matriz microcristalina, las plagioclasas se disponen sub horizontalmente inclinadas hacia el Oeste.

Esta unidad se correlaciona con la Secuencia Volcánica Chaquiscacocha descrita por Pérez (1986), quien la describe como un paquete de andesitas basálticas inclinadas hacia el W. En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos, asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Para la caracterización petrográfica se consideró a la muestra CH-99 (Anexos 4 y 5). Las rocas presentan una textura porfirítica pilotáxica poikilítica con matriz hialopilítica fluidal. La fracción de fenocristales ocupa el 45 % de la roca y está constituida por plagioclasa (30% con  $Ab_{52}$ ), ocasionalmente con inclusiones de piroxenos y opacos, se nota en ciertos minerales los bordes reabsorbidos; clinopiroxeno (8%), algunos cristales están rotos, aparecen también como inclusiones en las plagioclasas; ortopiroxeno (5%); opacos (2%), aparecen libres y como inclusiones en plagioclasas y piroxenos. La matriz representa el 55 % de la roca y está constituida por plagioclasa (25%); vidrio (15%), se encuentra entre los intersticios de las plagioclasas; opacos (10%); ortopiroxeno (2%).

La roca presenta 3 % de minerales secundarios, estos son arcillas (2%), aparecen principalmente en los bordes de las plagioclasa y piroxenos resultado de su meteorización; epidota (1%), se encuentra principalmente en la matriz resultado

de la meteorización de los piroxenos. Las rocas de esta unidad son clasificadas como andesitas de dos piroxenos y corresponden a un grupo de flujos de lava.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** En el sector norte de esta unidad, al Sur del Predicador, en la margen oriental de la cuchilla, se observa que la unidad sobreyace a la secuencia Volcánica Limpichic (Unidad 5). En la margen occidental los contactos inferiores de esta unidad se pierden bajo los depósitos de morrena del sector de Muerte Pungo. Estas rocas representan la cumbre de este filo por lo que no presentan rocas sobreyacientes (Figura 3.4).

Hacia el Sur las rocas de esta unidad están subyacidas por la Unidad 5. El extremo Sur de esta unidad sobreyace a las Brechas Quincharrumi en la quebrada Antisanilla. En este sector la unidad está sobreyacida por lavas del Plaza de Armas.

La potencia de esta unidad es variable, pero se estima que alcanza un espesor máximo de 180 m.

#### **3.3.2.10. (UNIDAD 11) VITRÓFIROS Y DACITAS.**

**Ubicación y características generales.-** Está presente en el sector occidental del área de estudio en dos lugares específicos. Está a aproximadamente 1 km al Norte del Predicador en un circo glaciar, y en el Sur occidente del área de estudio, en el sector conocido como Urcucui, inmediatamente al Sur de la Quebrada Chicana. Aflora sobre los 4080 msnm.

Al Norte del Predicador, se caracteriza por presentar hacia la base un paquete de lavas dacíticas de color marrón. Estas rocas están diaclasadas y presentan lajas en dirección N25E/50NW. Están afectadas por la glaciación y forman escarpes bastante abruptos. En la cumbre están presentes obsidias de color negro con aspecto masivo y afectado por meteorización siendo deleznable.

En el sector de Urcucui esta unidad forma un paquete de vitrófiros de coloración oscura con bandas de color rosado, las rocas están altamente diaclasadas presentando un aspecto de brecha, hacia la base existe un pequeño paquete de rocas dacíticas.

Las rocas del sector de Urcucui corresponden a los Vitrófiros Urcucui (Unidad VIII) descrita por Pérez (1986), quien señala que esta unidad buza hasta 10° hacia el SW. Las rocas dacíticas del Norte del Predicador son correlacionables con la Dacita-Andesita Rumi (Unidad IX) descrita por Pérez (1986).

La unidad en general se correlaciona con los Volcánicos Puntoguiño (Unidad XIII) de Carrasco (1987) y con los Vitrófiros Tablón descritos por Pozo (1982). En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Las dacitas presentes en la base de la unidad son de color marrón con textura porfírica y matriz vítrea. Presentan fenocristales de plagioclasa con disposición fluidal y tamaños de hasta dos milímetros; anfíbol que se alinea paralelamente con las plagioclasas, está algo afectado por meteorización con transformaciones locales a epidota; cuarzo con algunos cristales rotos mientras que otros presentan los bordes reabsorbidos. La matriz de esta roca es vítrea.

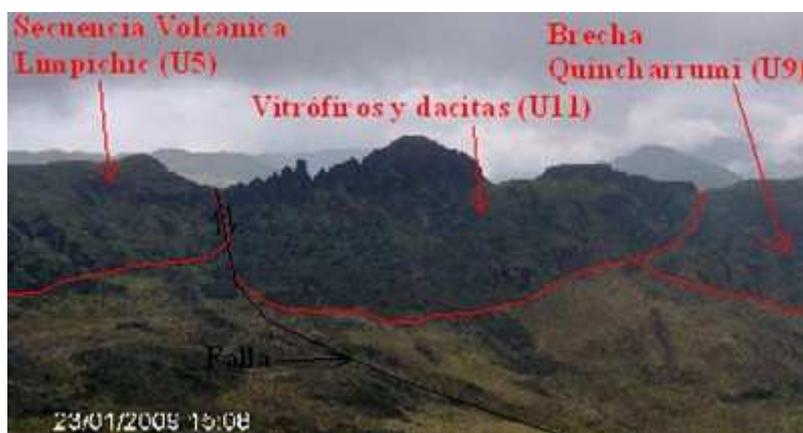
La obsidiana es de color negro, presenta fenocristales únicamente de plagioclasa con tamaños menores a 2 mm. Las plagioclasas se disponen de manera fluidal con ligera inclinación hacia el Oeste.

Los vitrófiros son de color gris oscuro, tienen una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol de tamaños menores a 2 mm. Presentan bandas milimétricas de coloración rosada dispuestas de manera fluidal.

Estos materiales altamente silíceos son extruidos durante el colapso y formación de la caldera y generaron la superficie de los Tablones.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Al Norte del Predicador, esta unidad está depositada sobre las Unidades 8 y 9 en su zona central y Norte, pero en su extremo sur están en contacto lateral fallado con la Secuencia Volcánica Limpichic (Unidad 5). La unidad está en la cumbre por lo que no tiene rocas sobreyacentes (Figura 3.7). En el sector de Urcucui la unidad sobreyace a la Secuencia Volcánica Limpichic (Unidad 5). Los contactos entre estas unidades no son observables puesto que están cubiertos por pajonales. La unidad es

sobreyacida únicamente en su lado oriental, sobre la cual se construye la estructura volcánica Tabla Rumi.



**Figura 3.7** Unidad 11 (Vitrófirios y dacitas) y su relación con las unidades 5 y 9. Sector norte del Predicador. Foto tomada desde la cumbre del Predicador hacia el NW.

### 3.3.3. (UNIDAD 12) DIQUES ANULARES.

**Ubicación y características generales.-** Están presentes en la población de Papallacta a largo del Bypass, en el límite con las rocas metamórficas. Aparecen también en la carretera interoceánica en la Quebrada Carihuaycu, en la salida del Túnel Quito, fuera del área de estudio (Beate et al., 2009).

Se caracterizan por tener disposiciones verticales e inclinadas. Sus espesores varían entre metros y decenas de metros. En el Bypass de Papallacta, cerca del contacto con las rocas metamórficas presentan una orientación N70E, mientras que, en la misma carretera al Sur del flujo de lava Papallacta tienen una orientación E-W. Tienen un denso diaclasamiento con inclinación hacia el Oeste. En el sector occidental, en la Quebrada Carihuaycu los diques tienen una orientación N20E con espesores de pocos metros (Beate et al., 2009).

Las rocas son de color gris y gris verdoso, tienen ligera alteración propilítica y presentan localmente vetillas de calcita. Existen xenolitos de rocas basálticas afaníticas de color gris oscuro con tamaños menores a 3 cm. En los bordes de los diques existen autobrechas con clastos menores a 20 cm, la matriz es lítica y bien consolidada.

El dique presente al Sur del flujo de lava Papallacta, es el flanco de un valle glaciar en forma de U en la Quebrada del Río Tumiguina.

**Petrografía.-** Para la caracterización petrográfica se consideró a la muestra CH-254 (Anexos 4 y 5). Las rocas presentan una textura microporfirítica con matriz microcristalina pilotáxica fluidal. Los fenocristales representan el 10 % de la roca y están constituidos por anfíbol (5%), son negros-opacos y presentan los bordes reabsorbidos; clinopiroxeno (2%), algunos cristales están rotos y otros presentan los bordes reabsorbidos; opacos (3%). La matriz representa el 85 % de la roca y está conformada por plagioclasa (35%); vidrio (30%), ocupa los intersticios entre las plagioclasas; opacos (15%); clinopiroxeno (3%); cuarzo (2%), presenta los bordes reabsorbidos y aparecen también como inclusiones en los clinopiroxenos.

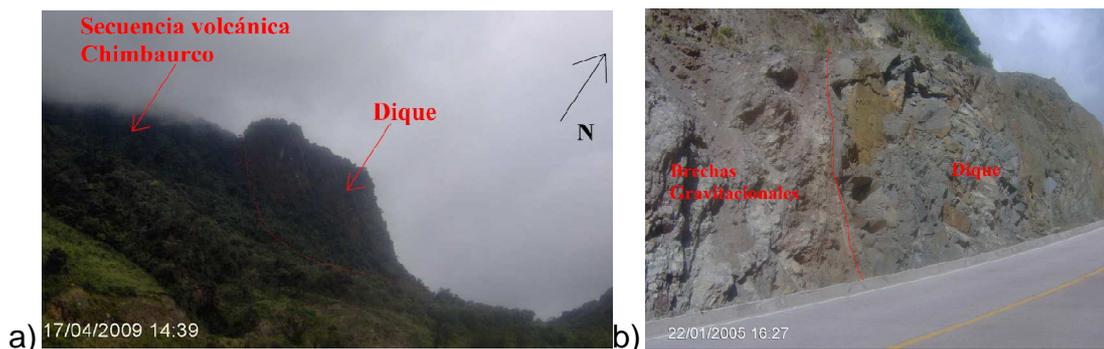
Existe 5 % de minerales secundarios, estos son calcita (3%), aparece relleno de cavidades en la matriz y reemplazando a minerales como el anfíbol; arcillas (1%), están en la matriz resultado de la meteorización y transformación de las plagioclasas y el vidrio; epidota (1%), están en los bordes de los piroxenos y anfíboles. Las rocas de esta unidad son clasificadas como andesitas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Se interpreta que los diques anulares se formaron por emplazamiento de magma en las cavidades y estructuras (fallas) por donde se produjo el colapso de la caldera, por lo que representan los límites estructurales de esta.

Los diques presentes al Oeste del puente sobre el Río Tumiguina cortan a las brechas de la Unidad 13 (Figura 3.8). Hacia el Sur estos diques deben estar en contacto con las rocas metamórficas, sin embargo, no es posible observarlo por la presencia de vegetación y coluviales en la zona. Los diques están tapados por los flujos de lava de la Unidad 26.

Al Sur del flujo de lava Papallacta, el dique corta y está en contacto hacia el Sur con las rocas que forman el flanco exterior de la caldera (Unidad 3), mientras que hacia el Norte el flujo de lava Papallacta está adosado contra un dique (Fig. 3.8).

Los espesores de estos diques no sobrepasan los 100 m.



**Figura 3.8 Diques andesíticos, cortan a la serie tablones y a las brechas de relleno de caldera. a) Dique al Sur del flujo histórico de Papallacta. b) (UTM WGS 84 818224, 9957546) Contacto entre diques anulares y brechas de relleno de la caldera.**

### 3.3.4. ACTIVIDAD POST-COLAPSO DE LA CALDERA.

La salida de grandes volúmenes de magma riolítico formó parte del flanco exterior de la caldera, dio origen a la superficie conocida como Tablones y generó el hundimiento de la caldera. Esta salida debió estar asociada con el emplazamiento de grandes volúmenes de magma, los cuales continuaron con su actividad después de la formación de la caldera. Con el hundimiento de la caldera se formó una gran depresión que fue rellena por materiales piroclásticos, volcánicos y sedimentarios, depositados durante y posteriormente a la formación de la caldera.

#### 3.3.4.1. RELLENO INICIAL DE LA CALDERA.

En la fase de relleno inicial de la caldera, los materiales fueron generados y depositados simultáneamente con el colapso de la caldera y posterior a este evento, pero previo a un proceso de resurgencia en la caldera. Los materiales depositados en esta fase corresponden a productos de erupciones explosivas que generaron la depresión, así como depósitos gravitacionales generados durante y posterior al evento de formación de caldera, se incluyen también en esta fase un grupo de lavas y materiales sedimentarios. Los productos depositados en esta fase son descritos a continuación.

##### 3.3.4.1.1. (Unidad 13) Ignimbritas y brechas syn-colapso caldérico.

**Ubicación y características generales.-** Las ignimbritas syn-colapso caldérico no afloran en superficie, sin embargo, se interpreta que estas se formaron

contemporáneamente con la formación de la caldera. Estos productos en su gran mayoría debieron haber rellenado la nueva depresión.

Las brechas afloran únicamente en Papallacta, en el sector del bypass, a pocos metros hacia el Oeste del puente sobre el Río Tumiguina. Son cortadas además por los diques presentes en esta zona. La brecha es de color rojizo, gris y café. En algunos sectores se desintegra fácilmente y en otros está bien consolidada. Tiene un pésimo sorteo con clastos de tamaño menor a 1 m y soporte de matriz. Está afectada por fallamiento evidenciada por estrías y por ligera alteración en los bordes de la falla. Existe un denso diaclasamiento en variadas direcciones cruzadas entre sí. La brecha está constituida por clastos angulares y subangulares de rocas volcánicas andesíticas afaníticas y porfiríticas, dacitas, riolitas, tobas y líticas metamórficas. La matriz es lítica compuesta por materiales de los mismos clastos. Los afloramientos están presentes solamente en el corte de la carretera.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** La brecha está compuesta por clastos de rocas volcánicas andesíticas afaníticas y porfiríticas; dacitas de color gris claro, rojizo y gris oscuro; riolitas; tobas y rocas metamórficas (muestra CH-249, Anexos 4 y 5). Los clastos más abundantes son de riolitas y clastos metamórficos. Los clastos metamórficos son principalmente esquistos pelíticos y esquistos verdes. Hay una ligera alteración propilítica con minerales como esmectita, arcillas, vetillas de cuarzo, clorita. Algunos clastos están milonitizados, tienen estrías indicando una zona de falla.

Para la caracterización petrográfica se consideró a la muestra CH-249. Representa una fracción fina de la roca, pero por la presencia de clastos de gran tamaño es posible que varios de estos no aparezcan en la descripción, ya que la lámina delgada representa un área muy pequeña de la roca.

Estas rocas presentan una textura brechosa con clastos angulares y subangulares con soporte de matriz, existe un pésimo sorteo. Los líticas representan el 65 % de la roca y son andesitas y dacitas porfiríticas con matriz

vítrea y microcristalina (30%), los líticos están rotos y tienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol; andesitas, dacitas y riolitas afaníticas (20%), algunos líticos están rotos, están constituidos en su mayoría por vidrio y en menor cantidad por microlitos de plagioclasa con textura pilotáxica; metamórficos (15%), son principalmente esquistos pelíticos con cuarzo y moscovita y en menor cantidad gneis. Los esquistos tienen bastante cuarzo, moscovita y actinolita.

La fracción de matriz corresponde al 35 % de la roca y está constituida por: arcilla (10%), está rodeando a los líticos y materiales de la matriz; cuarzo (8%); plagioclasa (5%); anfíbol (4%); piroxeno (2%); sericita (2%); calcita (2%); opacos (1%); clorita (1%).

El origen de esta brecha es interpretado como colapsos gravitacionales en el borde topográfico de la caldera, en el momento de su formación y posterior a este.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** La presencia de coluviales y la densa vegetación de la zona, impiden observar las relaciones con las otras unidades. Se propone que esta unidad está directamente sobre el basamento metamórfico, y en contacto lateral con las secuencias volcánicas que forman el flanco exterior de la caldera que se encuentran a pocos metros hacia el Sur. En este sector las rocas son cortadas por los diques anulares. Las brechas están sobreyacidas por los flujos de lava de la Unidad 26 y por espesas capas de suelos y depósitos coluviales (Figura 3.8).

Dado que los pocos afloramientos existentes corresponden a los cortados por la carretera no se puede estimar un espesor para esta unidad.

#### 3.3.4.1.2. (Unidad 14) Lavas andesíticas – dacíticas negras.

**Ubicación y características generales.-** Corresponde a una extensa unidad de relleno de la caldera. Está presente desde el valle Carihuaycu en la salida del túnel Quito en el Oeste hasta las cercanías del borde caldérico en Papallacta al Este. Aflora en la zona de estudio en el Cerro Chilco, Cerro Cojanco, al Sur de la laguna Tumiguina y en las partes inferiores de la Loma Baños. Algo característico de estas rocas es su color oscuro casi negro.

En el cerro Chilco, a lo largo de la vía Interoceánica al Norte de la Comunidad de El Tambo, hacia la base la unidad está intercalada con sedimentos. Al subir en la topografía los sedimentos desaparecen. Hacia la cumbre las rocas de este sector presentan autobrechas. En el flanco sur de esta loma los afloramientos no son muy comunes, pues están tapados por pajonales, los afloramientos son presentes a partir de los 3900 msnm. En los afloramientos las rocas son de color gris oscuro a negro, están algo meteorizadas y afectadas por procesos de glaciación, es común la presencia de pequeños circos glaciares y estrías en las rocas. Las rocas presentan un intenso diaclasamiento en variadas direcciones y cruzadas entre sí. Algo característico de las rocas en este sector es que las plagioclasas presentan una coloración rubí.

Las rocas de esta unidad forman la base del Cerro Cojanco, existen buenos afloramientos en el corte de la carretera y siguiendo la Quebrada del Río Tambo. Hacia las partes superiores la unidad es tapada por pajonales y arbustos. En este sector las rocas presentan un color amarillento debido a alteración. Presenta un denso diaclasamiento en direcciones variadas.

Al Sur de la Laguna Tumiguina las rocas son de color gris oscuro y se caracterizan por presentar un denso diaclasamiento en dirección N80W/40NE. Aparecen como una delgada faja al Sur de la Quebrada Sunfohuaycu, y adosados contra las rocas que forman el flanco exterior de la caldera.

En el sector de la Loma de Baños, estas rocas se encuentran hacia la base de la loma y se caracterizan por un denso diaclasamiento y ligera alteración propilítica. Se extienden desde el Río Suco hasta el Norte de la Laguna Papallacta. Presentan fenocristales de hasta 4 mm de plagioclasa de color rubí.

En varias zonas estas rocas presentan alteración propilítica, esto se ve en el valle de El Tambo junto a la vía interoceánica y hacia el Sur del sector de la Virgen en la misma carretera. La alteración es caracterizada por presentar una primera fase silíceo con la inclusión de varias vetillas de sílice y ligera silicificación, con presencia de ópalo y esmectita. La segunda fase de alteración es propilítica, caracterizada por la presencia de abundante pirita diseminada, esmectita y vetillas de calcita en direcciones variadas. En el Cerro Cojanco existe abundante pirita

diseminada, la cual está oxidada, dando la coloración amarilla a las rocas. En el sector de la laguna Tumiguina la alteración se caracteriza por presentar vetillas milimétricas de calcita en direcciones variadas y ligera presencia de pirita diseminada. En el sector de la Loma de Baños la alteración es bastante similar a la del Cerro Cojanco.

En las partes superiores del Cerro Cojanco, hay un grupo de lavas de composición entre andesita y dacita que están directamente sobre las rocas de coloración oscura. Estas rocas presentan una coloración clara, pero petrográficamente son similares a las descritas anteriormente. Aparecen entre los 3700 y 4100 msnm, únicamente en este lugar. Las rocas se notan algo afectadas por meteorización. En las partes más altas están alteradas presentando un vetilleo milimétrico de sílice en dirección vertical, en algunos lugares están algo silicificadas. En las partes más altas están cortadas por vetas de material silicificado de tamaño menor a 1 m y con rumbos N60W y N30E verticales.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos asignados a la Fm. Pisayambo. En la Hoja Geológica de Oyacachi (Servicio Geológico Nacional, 2007) son considerados dentro del grupo de los Volcánicos Chacana.

**Petrografía.-** Para la caracterización petrográfica se consideró a la muestra CH-259 (Anexos 4 y 5). La roca presenta una textura porfírica poikilítica con matriz intergranular ligeramente fluidal. La fracción de fenocristales alcanza el 30 % de la roca y está constituida por plagioclasa (15% con  $Ab_{68}$ ); clinopiroxeno (7%), algunos cristales están rotos; anfíbol (5%), tienen color verde ligeramente pleocroico y en menor cantidad son negros - opacos; opacos (2%); cuarzo (1%), presenta inclusiones de opacos y de clinopiroxeno. La matriz ocupa un 68 % de la roca y está conformada por plagioclasa (35%); clinopiroxeno (15%), aparece ocupando los intersticios entre las plagioclasas; vidrio (8%); anfíbol (5%); opacos (3%); cuarzo (2%). Epidota aparece como mineral secundario y representa el 2% de la roca, aparece en los bordes de los clinopiroxenos y anfíboles.

Las rocas de esta unidad son clasificadas como andesitas y dacitas con características similares, variando únicamente en el contenido de cuarzo.

Las rocas de coloración gris clara (Muestra CH-236, Anexos 4 y 5) presentan una textura porfirítica pilotáxica con matriz hialopilítica fluidal. La fracción de fenocristales representa el 45 % de la roca y está constituida por plagioclasa (24% con  $Ab_{62}$ ); anfíbol (15%), son de color pardo y oscuro, en menor cantidad son opacos, algunos cristales presentan inclusiones de plagioclasas; opacos (5%); cuarzo (1%), presenta inclusiones de opacos. La matriz representa el 50 % de la roca y está constituida por plagioclasa (30%); vidrio (15%); anfíbol (2%), es de color oscuro en ocasiones opaco; opacos (3%). Como minerales secundarios existe 5% de calcita, aparece en vetillas menores a 1 mm pero reemplaza también a algunas plagioclasas. Estas rocas son clasificadas como lavas andesíticas-dacíticas variando ligeramente en el contenido de cuarzo

Esta unidad corresponde a un grupo de flujos de lava cuyo centro de emisión no se ha determinado en este trabajo. Sin embargo, Hall y Mothes (2008) sugieren al Cerro Potrerillos ubicado al Norte de la zona de estudio como centro de emisión.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** No se ha observado la base de esta unidad, sin embargo se estima que estas deben estar cubriendo a las brechas e ignimbritas de la Unidad 13, formadas simultáneamente con la caldera. En el sector del Cerro Chilco, en la avenida Interoceánica están intercalados con sedimentos de la Unidad 15. Hacia el Norte no se observa los contactos pero se piensa que estos sedimentos están depositados sobre estas lavas. Hacia el Oeste está en contacto lateral con las rocas del Domo Ventanillas y los flujos del Singunay.

En la Loma Baños y Cojanco, las rocas de esta unidad sirven de caja de los domos y flujos riolíticos de estas zonas. En la Loma Cojanco las rocas oscuras son sobreyacidas por flujos de lava andesíticos descritos dentro de esta misma unidad, los que a su vez en su parte superior están tapados por rocas de la Unidad 17. En la margen sur está en parte cubierto por el flujo de lava Papallacta (Fig. 3.3).

Al Sur de la Laguna Tumiguina esta unidad está cortada por un dique riolítico. Limita al Sur con las rocas que forman el flanco exterior de la caldera contra las

cuales está adosada, mientras que hacia el Norte está en contacto con un flujo de lava dacítico de la Unidad 22. Los contactos entre estas unidades no son observables pues están tapados por capas de suelos y por pajonales, los límites han sido inferidos de acuerdo a la geomorfología.

Al no observar la base de estas lavas es difícil dar un espesor, sin embargo se estima que podrían alcanzar un espesor de 400 a 500 m, y que estarían sobreyaciendo a las brechas e ignimbritas syn-colapso.

Estas lavas presentan una edad entre 1.5 – 1.9 Ma (Hall y Mothes, 2008).

#### **3.3.4.1.3. (Unidad 15) Sedimentos lacustres.**

La depresión formada por el colapso de la caldera funcionó como una laguna, en cuyo fondo se depositaron sedimentos, los cuales son descritos a continuación:

**Ubicación y características generales.-** Esta unidad se encuentra en la cumbre de una montaña alargada que funciona como divorcio intercontinental de aguas entre los valles Carihuaycu y el Río Suco 1, mientras que hacia el Sur se prolonga hasta el sector norte del Singunay. Todo esto fuera del área de estudio. Esta montaña es el sector conocido como La Virgen.

Dentro de la zona de estudio aparece únicamente al Oeste del Río Suco 1, en la margen derecha de la vía Interoceánica, intercalada con lavas de la Unidad 14. En este sector tiene una estratificación N75E/15SE.

Esta unidad se caracteriza por estar estratificada (N40-75E/10-20SE). Su disposición es estrato y grano creciente, desde areniscas finas hasta conglomerados, con clastos de 3 cm. Las rocas son inicialmente de grano fino, finamente laminadas, cambiando gradualmente a areniscas y posteriormente a conglomerados. Las facies con tamaños menores a arenas son las dominantes. Están sobreyaciendo a las andesitas y dacitas negras, pero hacia la base aparece intercalada con lavas de la Unidad 14.

La facies finas son de color gris claro a café. Están constituidas únicamente por aportes volcánicos de andesitas y dacitas negras, dacitas gris claras, en menor cantidad riolitas y cristales de plagioclasa, cuarzo y máficos. Todo esto en una

matriz fina constituida por los mismos materiales. Los conglomerados son de color café y gris verdoso, presentan aportes únicamente volcánicos de clastos de tamaño menor a 3 cm.



**Figura 3.9 Sedimentos lacustres de grano fino (areniscas-lutitas laminadas). Sector La Virgen. (UTM WGS 84 810914, 9963007).**

En la Hoja Geológica de Oyacachi (Servicio Geológico Nacional, 2007) las rocas de esta unidad son consideradas dentro de la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Para la descripción petrográfica se consideró a la muestra CH-261 (Anexos 4 y 5) la cual corresponde a las facies finas de la unidad, que son las predominantes. La roca está estratificada con intercalaciones de capas de arena y arcilla de espesores tan pequeños como 0.8 mm. Presenta una textura epiclastica, arenosa limo-arcillosa. La fracción detrítica alcanza un 40 % de la roca y está constituida por plagioclasa (22%); líticos volcánicos (5%), son andesitas y dacitas porfiríticas con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, en menor cantidad existen afaníticos; opacos (5%), es ilmenita; cuarzo (2%); anfíbol (3%), son de color negro-opaco; vidrio (2%); piroxeno (1%). La matriz representa el 60 % de la roca y está constituida por arcilla (40%), engloban a los líticos, en las capas de lutitas son de color pardo algo rojizo; plagioclasa (8%); opacos (8%); sericita (2%); calcita (1%); óxidos (1%), están junto a los anfíboles y piroxenos.

La roca presenta estratificación con intercalaciones entre fracciones de arena y arcilla. Las fracciones de arena son matriz soportada, con una matriz de arcilla.

Las fracciones finas presentan espesores mínimos de 0.5 mm y un contenido alto de materiales opacos. Por la presencia de estratificaciones tan finas se estima que el ambiente de depositación fue tranquilo.

Los conglomerados están constituidos por una fracción lítica menor a 30 % con formas redondeadas y subredondeadas, tienen clastos de diámetro menor a 3 cm en una matriz arenosa. Los clastos de los conglomerados son andesitas y dacitas negras, andesitas de coloración rojiza, dacitas claras y en menor cantidad obsidiana. La matriz está constituida por los mismos materiales que los líticos pero en fracciones más finas.

Los sedimentos fueron depositados en un ambiente de baja energía, lo cual es evidenciado por su buen sorteo y por las bien formadas láminas de sedimentos finos. Los cambios a facies más gruesas indican cambios en el ambiente deposicional a más energético. Esta unidad es interpretada como sedimentos lacustres depositados en el fondo de la caldera y posteriormente levantados hasta su posición actual.

#### **Relaciones estratigráficas y potencia.**

Se propone que esta unidad sobreyace a las rocas de la Unidad 14, pero sus primeros productos están intercalados con esta. En el sector de La Virgen, la unidad no presenta rocas sobreyacientes.

Se estima que esta unidad alcanza un espesor mínimo de 100 m.

#### **3.3.4.2. INTRUSIÓN DE SILL/LACOLITO RIOLÍTICO Y RESURGENCIA DE LA CALDERA (INFERIDO).**

Se propone la resurgencia de la caldera evidenciado por la presencia de sedimentos lacustres en las partes altas. Estos sedimentos en algún momento representaron el fondo de la misma. Los sedimentos se depositaron en el fondo de la caldera en un ambiente relativamente tranquilo para las facies finas, y con condiciones más energéticas para las facies gruesas. Los sedimentos son grano creciente lo que indica que el ambiente cambió de baja energía a alta energía. Una manera de interpretar la presencia de estos sedimentos en la posición actual,

es que la parte central de la caldera fue levantada, debido a una gran intrusión de nuevo material magmático en forma de sill y/o lacolito. No se sabe la altura de la resurgencia, pero se estima como valor mínimo 500 m. Este evento debió facilitar el ascenso de fluidos y generar mayor permeabilidad en la caldera.

#### **3.3.4.2.1. (Unidad 16) Brecha Freatomagmática Mogotes.**

**Ubicación y características generales.-** Pequeños afloramientos de manera interrumpida están desde el sector de Mogotes fuera del área de estudio hasta la comunidad de El Tambo. Se la encuentra de manera dispersa a lo largo del camino entre Termas y la Laguna Loreto en el valle del río Papallacta, en donde la roca ha sido pulida por el paso de los glaciares. La zona en la que aparece mejor expuesta es en los alrededores de la Laguna Mogotes y hacia el Sur de esta (fuera del área de estudio) (Beate et al, 2009). Un pequeño afloramiento de la brecha se encuentra a 1 km al Norte de la comunidad de El Tambo, a lo largo de la vía interoceánica. En este sector aparece cerca de un dique de guijarros. La mayoría de componentes de la escombrera ubicada en la salida del Túnel Quito (fuera del área de estudio), pertenecerían a esta unidad (Beate et al, 2009).

La brecha es de color gris claro con tonalidad verdosa y un contenido de líticos de hasta el 30%; es una brecha matriz-soportado con mal sorteo. Contiene clastos angulares y sub angulares de hasta 10 cm. La matriz está conformada por materiales de tamaño de limo, arena y grava de la misma composición lítica.

En la vía entre Termas y la Laguna Loreto, en el valle del río Papallacta, los afloramientos de esta roca son generalmente masivos con casi nula presencia de diaclasas y muy competentes. No se nota planos de estratificación. Estas rocas representan la mesa sobre la cual se construye la carretera, y representan la margen derecha de un amplio valle glaciar en forma de U.

En la vía Interoceánica a 1 km al Norte de la comunidad de El Tambo, esta roca aparece con una coloración verdosa. La brecha es monolitológica constituida por líticos menores a 10 cm. Está afectada por alteración propilítica. La roca presenta un intenso vetilleo milimétrico de calcita en direcciones variadas, y de sílice (ópalo) bandeado de color gris claro y rojizo con inclusiones de pirita cúbica.

En la escombrera ubicada en la salida del Túnel Quito, en el Valle Carihuaycu (fuera del área de estudio), la litología es bastante similar a la presente en la vía entre Termas y la Laguna Loreto. En este sector se caracterizan además por presentar clastos silicificados incluyendo pirita diminuta, siendo ésta silicificación anterior a la formación de la brecha.

La brecha en general presenta vetillas de ópalo y de calcita de hasta 2 cm con direcciones variadas.

En la Hoja Geológica de Oyacachi (Servicio Geológico Nacional, 2007), las rocas de esta unidad son consideradas dentro de la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** La brecha presente en la vía entre Termas y la Laguna Loreto, en el valle del río Papallacta, es polimíctica. Está compuesta por clastos volcánicos de andesitas y dacitas negras, andesitas porfíricas y dacitas de color gris claro y rojizo, riolitas, tobas, obsidiana y cuarzo con ligera tonalidad azul (metamórfico?). La roca presenta una tonalidad de color gris verdosa, debido a que ha sufrido alteración propilítica en la matriz. La matriz es de materiales finos, con minerales de alteración en forma diseminada como pirita euhedral, clorita, calcita, cuarzo y esmectita. Algo característico de la brecha Mogotes es que, algunos clastos volcánicos dacíticos microcristalinos presentan un borde de “shock térmico” de 2 – 4 mm, y representa la parte magmática juvenil.

En la vía Interoceánica a 1 km al Norte de la comunidad de El Tambo (muestra CH-288, Anexos 4 y 5), la roca presenta una textura brechosa, con clastos angulares y subangulares con soporte de matriz y un pésimo sorteo. La brecha es monolitológica. Los clastos están constituidos por plagioclasa (12% con  $Ab_{70-90}$ ), algunos cristales están rotos; cuarzo (5%), algunos cristales están rotos, hay cristales con una corona de un mineral incoloro de relieve moderado y formas fibrosas (tridimita?); anfíbol (3%), es de color verde claro y negro-opaco, están alterados; vidrio (40%), la mayor parte está afectado por alteración transformándose en arcilla. Los minerales de alteración representan el 40 % de la roca y son arcillas (18%); ópalo (10%), aparece localmente bandeado y con inclusiones de pirita; calcita (5%), aparece rellenando fracturas y de manera dispersa en la roca; clorita (3%); epidota (2%); opacos (2%), mayoritariamente es

pirita. Se evidencia la circulación de fluidos hidrotermales por la presencia de ópalo bandeado con inclusiones de pirita.

En la escombrera ubicada en la salida del Túnel Quito, en el Valle Carihuaycu (fuera del área de estudio), la roca (muestra CH-290, Anexos 4 y 5) presenta una textura brechosa con clastos angulares y subangulares con soporte de matriz y un pésimo sorteo. Los líticos representan el 30 % de la roca y están constituidos por:

Volcánicos porfiríticos con matriz vítrea y otros con microcristalina (15%), algunos líticos están rotos, los líticos están alterados. Tienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol. Presentan minerales de alteración como epidota, calcita, clorita y pirita. Algunos líticos presentan los bordes reabsorbidos. Se trata de andesitas y dacitas.

Volcánicos afaníticos (5%), están constituidos en su mayoría por vidrio y en menor cantidad por microlitos de plagioclasa, difícil de identificar su matriz ya que están alterados. Presentan calcita y arcillas. Son dacitas y riolitas.

Toba (4%), están constituidos por líticos de plagioclasa y anfíbol en una matriz vítrea, presentan alteración con cambio de los anfíboles en epidota. La matriz está transformada ha arcilla.

Existen también minerales como plagioclasa (4% con  $Ab_{58}$ ); cuarzo (2%), algunos cristales están rotos. Algunos líticos presentan los bordes reabsorbidos.

La matriz representa un 70 % de la roca y está constituida por arcilla (40%); vidrio (10%), la mayoría está alterado y presenta desvitrificación; plagioclasa (6%); calcita (5%), aparece rellenando fracturas y en agregados de aspecto pulverulento en la matriz; cuarzo (3%); anfíbol (2%), está alterado casi en su totalidad con transformación a clorita y epidota; sericita (2%); opacos (1%), se trata de pirita; clorita (1%).

Esta brecha es interpretada como una brecha de diatrema freatomagmática, asociada a la intrusión de un sill y/o lacolito a profundidad. No se han encontrado conexiones con la superficie como p. e. cráteres tipo maar, depósitos freatomagmáticos de oleada, pero tal vez han sido erosionados o están tapados por productos volcánicos intracaldera tardíos (Beate et al., 2009).

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Las rocas de esta unidad representan un evento posterior a las rocas de relleno de la caldera, sin embargo, de acuerdo a su ubicación relativa está subyaciendo o intruyendo a estas unidades.

La brecha presente en la vía entre Termas y la Laguna Loreto, en el valle del río Papallacta, representa el fondo y parte de la margen derecha de este valle glaciar. Aflora entre los domos y flujos riolíticos de la Unidad 17 hacia el Oeste y las secuencias volcánicas que forman el flanco exterior de la caldera hacia el Este. Hacia el fondo del valle está tapado por depósitos de los glaciares.

En la vía Interoceánica a 1 km al Norte de la comunidad de El Tambo, esta unidad está sobreyacida por las lavas andesíticas-dacíticas negras de la Unidad 14. Está cubierta también por depósitos glaciares y potentes capas de suelos.

Se estima que la brecha de Mogotes mide en superficie 8 km x 7 km. Es posible que éste evento haya cambiado la geometría del relleno del fondo caldérico a embudo abierto hacia arriba, y que el proceso represente una erupción ignimbrítica pasmada, lo cual se explica por la gran capacidad de disipación de energía térmica de éste tipo de brechas (Beate et al., 2009). No se ha encontrado la base de esta unidad, pero se estima que corresponde a una brecha muy potente que de acuerdo a su ubicación podría alcanzar un espesor desde decenas de metros en sus bordes, hasta varios miles de metros en el centro. Esto explicado por su geometría de embudo abierto hacia arriba.

#### **3.3.4.2.2. (Unidad 17) Domos y flujos riolíticos tempranos.**

**Ubicación y características generales.-** Corresponde a un grupo de domos y flujos dacíticos-riolíticos ubicados a lo largo del valle El Tambo, tanto al Norte como al Sur de este. Tres domos riolíticos son ubicados en la Loma Baños, mientras que un domo colada está ubicado en el Cerro Cojanco (Figura 3.3). En las partes bajas del valle El Tambo, en el cauce del río, existe un flujo de lava riolítico.

Las rocas de los domos presentes en la Loma Baños son masivas, con pocas diaclasas verticales. Tienen una cubierta poco potente de brechas clasto-soportadas, compactas, y constituidas por los mismos componentes de los

domos, representando una autobrecha. Las partes bajas de los domos presentan alteración propilítica, hay vetillas entre 1 – 2 cm de sílice (ópalo) de color azul oscuro, estas vetillas tienen direcciones arbitrarias y provocan fracturamiento en la roca. Las rocas en este sector tienen un color claro. Tienen una textura porfírica con fenocristales menores a 5 mm de biotita, cuarzo, anfíbol y plagioclasa. En la vía antigua que conecta la población de Papallacta con la Laguna Papallacta, en el extremo SE del domo de la Loma Baños, existe una secuencia de conglomerados y tobas estratificadas que rellenan un paleocauce. La estratificación buza hacia un centro común en los dos extremos. Hacia la base los depósitos son masivos, mientras que en las partes superiores se nota una clara estratificación. La toba es de color gris claro y se identifica únicamente plagioclasas y cuarzo. Su emisión debe estar relacionada con la generación de los domos.

El domo colada ubicado en el Cerro Cojanco representa la parte más alta de esta loma y su flujo baja hacia el valle El Tambo, corresponde al borde Sur de la Laguna Papallacta. Los mejores afloramientos corresponden a los cortados por la Vía Interoceánica, ya que hacia las partes superiores la densa vegetación impide el ascenso. La prolongación hacia el Sur de este flujo no es clara por la cubierta de vegetación, sin embargo los límites asignados son sugeridos siguiendo la geomorfología. En las partes inferiores, al Sur de la Laguna Papallacta presenta el aspecto de una brecha monomítica. Tiene clastos de rocas riolíticas porfíricas de coloración algo azulada. Presenta fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. La roca presenta pátinas de color rubí.

En el cauce del Río Tambo, al Sur de la Laguna Papallacta, existe un flujo de lava riolítico. Su centro de emisión debería corresponder a una fase previa a la generación de los domos de la Loma Baños o Cojanco. Las rocas de este flujo están alteradas, presentan una coloración amarillenta, se distingue cuarzo y plagioclasa. Como mineral de alteración tienen abundante pirita.

En la base de los domos riolíticos de la Loma Baños y en las riolitas ubicadas en el cerro Cojanco, la roca está ligeramente propilitizada. Tienen minerales como esmectita, pirita fina diseminada, clorita, vetillas milimétricas de calcita en

direcciones variadas. Algo característico es que presentan vetillas verticales de sílice de color rosado menores de 2 mm.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos, asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** Para la caracterización petrográfica de los domos se consideró a la muestra CH-286 (Anexos 4 y 5). Tienen textura porfirítica poikilítica con matriz hipocristalina. La fracción de fenocristales representa el 68% de la roca y está constituida por plagioclasa (30% con  $Ab_{92}$ ), localmente presentan inclusiones de biotita y opacos; cuarzo (20%), algunos presentan los bordes reabsorbidos, localmente hay cristales rotos; anfíbol (10%), tienen tamaños entre 4 – 0.2 mm, existen fracciones menores a 1 mm que son negras-opacas; biotita (6%); opacos (2%). La matriz representa el 30 % de la roca y está constituida por vidrio (22%); plagioclasa (4%); opacos (2%); cuarzo (2%). Los minerales secundarios ocupan el 2 % de la roca y son arcilla (1%) y calcita (1%).

La presencia de anfíboles negros solamente en fracciones finas indica que el magma estaba en equilibrio mientras cristalizaron las fracciones gruesas y luego las condiciones cambiaron. Parte de los fenocristales de cuarzo corresponden a xenocristales, estos tienen formas redondeas y bordes reabsorbidos. Las rocas son clasificadas como riolitas.

El flujo de lava presente en el valle El Tambo (muestras CH-327), presenta una textura porfirítica poikilítica con ligera disposición fluidal de las plagioclasas y con matriz hipocristalina. La fracción de fenocristales representa el 35 % de la roca y está conformada por plagioclasa (15% con  $Ab_{70-90}$ ), tiene inclusiones de opacos y aparece también como inclusiones en los anfíboles; cuarzo (12%), algunos presentan los bordes reabsorbidos; anfíbol (4%); biotita (2%); opacos (2%), es magnetita. La matriz representa el 50 % de la roca y está conformada por cuarzo (20%); plagioclasa (15%); vidrio (10%); anfíbol (3%); opacos (2%), se trata de pirita. Los minerales de alteración ocupan un 14 % de la roca y son calcita (8%); arcillas (4%); sericita (1%); óxidos (1%).

Como mineral accesorio hay apatito, aparece localmente como inclusiones en plagioclasas y anfíboles.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Los domos presentes en la Loma Baños presentan como roca caja las rocas de la Unidad 14, correspondientes a andesitas y dacitas negras. En el extremo SE están en contacto lateral con un grupo de conglomerados y tobas que corresponderían a un paleocauce. En la margen sur existen depósitos coluviales en sus partes inferiores.

En el Cerro Cojanco, la roca caja corresponde a las rocas de la Unidad 14, las cuales subyacen a esta unidad.

Los contactos con las otras unidades son inferidos, pues la mayor parte está cubierta por potentes capas de suelos, pajonales y una densa vegetación, lo que impide determinar exactamente su posición.

Las rocas de esta unidad cubren un área de aproximadamente 10 km<sup>2</sup>, y en los mayores escarpes presentan una altura de más de 500 m.

### **3.3.4.3. ACTIVIDAD VOLCÁNICA ENTRE 240 – 160 ka.**

Existe un intenso período de actividad volcánica datado por Hall & Mothes (2008), entre 240 y 160 ka. Este período de actividad tiene manifestaciones tanto dentro, en el borde y en los márgenes exteriores de la caldera. Se caracteriza por la ocurrencia de domos, flujos (obsidiana, andesitas y dacitas), erupciones explosivas plinianas (Pifo A 180 ka y Pifo B 160 ka) e ignimbritas (Burrochupa 240 ka). Las diferentes ocurrencias volcánicas dentro del área de estudio son descritas a continuación:

#### **3.3.4.3.1. (Unidad 18) Volcánicos Tabla Rumi.**

**Ubicación y características generales.-** Se llama Tabla Rumi a la estructura Volcánica ubicada en la esquina SW de la zona de estudio, la cual está constituida por un grupo de flujos de lava de origen fisural. Esta estructura se encuentra fuera de la caldera, en la margen SSO. No se tiene control de edades absolutas, sin embargo por similitudes geoquímicas y observaciones de campo se sugiere que podría pertenecer a este periodo.

El Tabla Rumi está constituido por:

- Tabla Rumi 1 (TR1).- Constituye la parte norte de este cuerpo volcánico. Está limitada por la Q. Chicana en el W, la Q. Sunfocuyco en E y la Q. Jatunhuaycu en el S. Las rocas de este grupo se caracterizan por tener un diaclasamiento intenso (lajas), con una dirección N60E/46NW en la margen oeste. En la margen este el buzamiento es hacia el SE, existe también un diaclasamiento menos denso con rumbo N55E/85NW. Las rocas son de coloración gris clara. Tienen una textura porfirítica y matriz afanítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo. En la margen W presentan ligero grado de alteración y mineralización, con presencia de abundante pirita fina diseminada y vetillas milimétricas de calcita en direcciones variadas. Corresponde a flujos de lava riodacíticos.
- Tabla Rumi 2 (TR2).- Las rocas de este grupo tienen un color gris oscuro a negro. Están lajadas aproximadamente cada 10 cm. Presentan una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Tienen una potente autobrecha que cubre las partes superiores del flujo. No está alterada. Es un flujo de lava andesítico ubicado en el NW del Tabla Rumi sobre las riodacitas de TR1. El flujo desciende en dirección ESE desde un centro de emisión ubicado posiblemente en las partes más altas del Tabla Rumi.
- Tabla Rumi 3 (TR3).- Representa la parte central, sur y parte del este del Tabla Rumi. Tiene una forma alargada de 2.5 km y de dirección aproximada N-S. Estas rocas cortan a los grupos de rocas anteriores, por lo que es interpretado como un gran dique riolítico. Estas rocas presentan un denso lajamiento con un rumbo N70W/12SW en la margen W. Las rocas son de color gris en el sector centro y sur, mientras que hacia el Norte presentan una coloración clara casi blanca. Tienen textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa tabular de hasta 8 mm, anfíbol y cuarzo. La matriz es afanítica gris clara. Algo característico es la abundancia de xenolitos de hasta 5 cm de rocas volcánicas de coloración clara; tienen textura afanítica y porfirítica con fenocristales de anfíbol. Los xenolitos son tobas y rocas riolíticas de la caja.

- Tabla Rumi 4 (TR4).- Forman gran parte de la margen W de este cuerpo volcánico, y abarca el flujo de lava Cuscungo. Son flujos de lava que se originan de una fractura de orientación N5E. Bajan en dirección W y SW. Las rocas son de color gris. Están altamente diaclasadas (lajas) con rumbo N75W e inclinados hacia el SW. Las rocas más superficiales son vesiculares mientras que hacia la base no lo son. Presentan una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, son andesitas. Tiene xenolitos de rocas de coloración clara con textura afanítica. La roca no está alterada.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** La descripción petrográfica se la realiza para cada grupo de rocas del Tabla Rumi a continuación:

Tabla Rumi 1 (TR1).- Para la caracterización petrográfica de este grupo de rocas se consideró a la muestra CH-310 (Anexos 4 y 5). Presenta una textura porfirítica pilotáxica amigdaloides con matriz criptocristalina fluidal. Existen vesículas alargadas, la mayoría están rellenas. La fracción de fenocristales representa el 25% de la roca y está conformada por plagioclasa (15% con  $Ab_{47-69}$ ); anfíbol (5%), existen dos generaciones de anfíbol a) son de color negro – opaco, b) son de color verde claro y pardas pleocroicas; cuarzo (2%); biotita (2%); opacos (1%). La matriz ocupa un 69 % de la roca y está constituida por plagioclasa (32%); vidrio (29%); opacos (8%).

Como minerales secundarios existen zeolitas en un 6%, tienen formas aciculares y fibrosas entrecruzadas, aparecen rellenas las vesículas (laumontita?). La roca presenta vesículas (12%), la mayoría están rellenas con zeolitas. Las amígdalas son alargadas con tamaños menores a 6 mm. Los microlitos de plagioclasa son apenas distinguibles con el microscopio. Las rocas de este grupo son clasificadas como riocitas.

Tabla Rumi 2 (TR2).- Para la caracterización petrográfica de este grupo de rocas se consideró a la muestra CH-309 (Anexo 4 y 5). Presentan una textura porfirítica poikilítica pilotáxica con matriz vítrea con pocos microlitos de plagioclasa. Los fenocristales ocupan el 40% de la roca y son plagioclasa (25% con  $Ab_{68}$ ); ortopiroxeno (7%), se trata de hipersteno, aparece también como inclusiones en las plagioclasas; clinopiroxeno (5%); anfíbol (2%); opacos (1%), se trata de magnetita. La matriz ocupa el 60 % de la roca y está conformada por vidrio (40%), envuelve a todos los fenocristales y microlitos; plagioclasa (13%); piroxeno (4%), existe tanto ortopiroxeno como clinopiroxeno; opacos (3%). La roca está fresca, no presenta alteración. Los fenocristales y los microlitos se alinean indicando una dirección de flujo. Ortopiroxenos y opacos aparecen como inclusiones en las plagioclasas. La alta cristalinidad, el tamaño de los fenocristales y una matriz vítrea indican primero un enfriamiento lento seguido de un enfriamiento brusco. Las rocas de este grupo son clasificadas como andesitas de dos piroxenos.

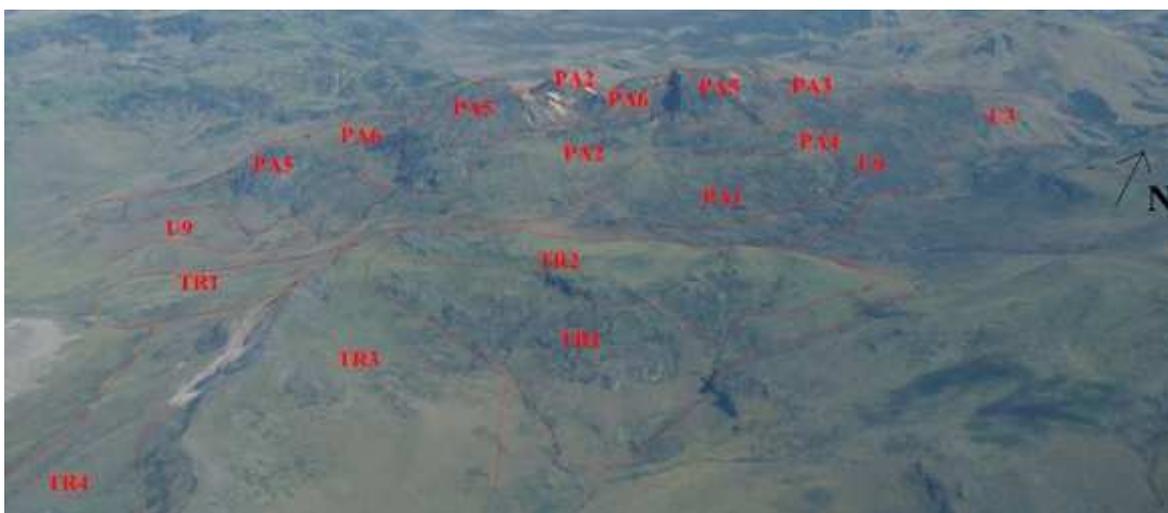
Tabla Rumi 3 (TR3).- Para la caracterización petrográfica de este grupo de rocas se consideró a la muestra CH-278 (Anexos 4 y 5). Tienen una textura porfirítica poikilítica con matriz microcristalina intersertal. Los fenocristales ocupan el 40 % de la roca y son plagioclasa (14% con  $Ab_{92}$ ); anfíbol (12%), existen dos generaciones de anfíbol a) negro – opaco (4%), están corroídos b) pardo (8%), se trata de oxihorblenda; cuarzo (8%), algunos cristales están rotos; biotita (5%); opacos (1%), se trata de magnetita. La matriz representa el 60 % de la roca y está constituida por plagioclasa (20%); vidrio (20%); cuarzo (10%); clinopiroxeno (8%); opacos (2%).

La roca presenta vesículas (3%) con formas alargadas y tamaños menores a 2 mm. No está alterada pero presenta ligera meteorización, afectando principalmente a las plagioclasas y al vidrio. El piroxeno está distribuido mayoritariamente en la matriz. Las rocas de este grupo son riolitas.

Tabla Rumi 4 (TR4).- Para la caracterización petrográfica de este grupo de rocas se consideró a la muestra CH-274 (Anexos 4 y 5). Tiene una textura porfirítica

poikilítica pilotáxica con matriz vítrea con pocos microlitos de plagioclasa. Los fenocristales ocupan el 70 % de la roca y son plagioclasa (40% con  $Ab_{48-68}$ ); ortopiroxeno (15%), aparecen también como inclusiones en las plagioclasas, se trata de hipersteno; clinopiroxeno (10%), se trata de augita; anfíbol (3%); opacos (2%), está también como inclusiones en las plagioclasas, se trata de magnetita. La matriz representa el 30 % de la roca y está constituida por: vidrio (25%), forma casi la totalidad de la matriz; plagioclasa (3%); opacos (2%). La roca está fresca, no presenta alteración. Existen inclusiones en las plagioclasas tanto de minerales opacos como de ortopiroxeno. La alta cristalinidad y una matriz vítrea indican primero un enfriamiento lento seguido de un enfriamiento brusco. Las rocas de este grupo son clasificadas como andesitas de dos piroxenos.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Toda la unidad está construida en el flanco SSO de la caldera, se observa que esta estructura volcánica en su margen occidental está sobre los vitrófiros de la Unidad 11. Hacia el Norte los contactos inferiores no son distinguibles pues se pierden bajo las morrenas de la Q. Chicana y Sunfohuaycu. Hacia el Sur los contactos inferiores están tapados por los depósitos de la Unidad 29. Hacia el Este las rocas de esta unidad están en contacto lateral con los flujos del Chusalongo (Unidad 20).



**Figura 3.10** Volcánicos Tabla Rumi y Plaza de Armas. Vista aérea desde el SW. Se muestra los diferentes grupos de roca que conforman estos cuerpos volcánicos. (Foto: S. Vallejo IG-EPN).

Las posiciones estratigráficas de los grupos de rocas que conforman el Tabla Rumi son sugeridos considerando observaciones de campo (Figura 3.10). Se sugiere que TR1 corresponde al grupo de rocas más antiguo, el que se debió originar a partir de un viento o fractura ubicada en la parte norte del Tabla Rumi. TR2 se depositó sobre TR1. TR3 corta a estas dos unidades y se emplaza como un dique. TR4 tiene origen fisural en la margen occidental de TR3 y sus flujos descienden hacia el W y SW.

El Tabla Rumi tiene una forma de L y en conjunto representa un área de aproximadamente 5 km<sup>2</sup>.

#### **3.3.4.3.2. (Unidad 19) Volcánicos Plaza de Armas.**

**Ubicación y características generales.-** El Plaza de Armas es un volcán ubicado en el borde sur de la caldera, en la esquina SO. Estructuralmente está conformado por tres domos colada con disposición aproximada E-W. Está constituido además por flujos de lava de composición andesítica y riolítica (muestras CH-87, 269, 272, 303, 308, 331, 326), presentando flujos de composición andesítica hacia la base y riolitas en la parte superior. No se tiene control de edades absolutas de estas rocas, sin embargo, por similitudes geoquímicas y observaciones de campo se sugiere que pertenece a este periodo.

El Plaza de Armas está constituido por:

- Plaza de Armas 1 (PA1).- Corresponde a la parte inferior oriental del Plaza de Armas. Aparece en la Q. Sunfohuaycu y se prolonga hacia el NE, hasta el S del San Clemente. En la margen izquierda de la Q. Sunfohuayco, las rocas están ligeramente afectadas por meteorización, presentan un denso diaclasamiento vertical. Son de color gris azulado con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Al Sur del San Clemente las rocas presenta una coloración algo verdosa debido a meteorización. Tienen un denso diaclasamiento en direcciones variadas, en las partes altas están alteradas y presenta una coloración blanca. Son flujos de lava andesíticos.

- Plaza de Armas 2 (PA2).- Están sobre las andesitas (PA1) tanto en la margen sur oriental como en el Norte. Las rocas presentes al S del Plaza de Armas están lajadas aproximadamente cada 10 cm, el rumbo de las lajas es E-W/45S. Es un flujo que desciende en dirección SSE. Las rocas son de color gris claro con textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa y cuarzo. La matriz es vítrea. Son flujos de lava riolíticos. La roca presenta esporádicamente xenolitos de rocas volcánicas gris claras afaníticas menores a 2 cm. Estas rocas no están alteradas, sin embargo localmente hay vetillas milimétricas de calcita.

Hasta el Sur del San Clemente desciende un flujo riolítico del Plaza de Armas. Este flujo presenta una autobrecha basal, hacia el Norte, al final del flujo está todo como una brecha. Algo característico de este flujo es que está alterado por silicificación, presentando un color casi blanco. En algunos sectores la textura de la roca está borrada. Presenta un denso lajamiento aproximadamente cada 5 cm. La roca presenta una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo; como minerales de alteración se identifica pirita fina diseminada, esmectita y sílice.

- Plaza de Armas 3 (PA3).- Corresponde a un flujo de obsidiana de aproximadamente 1 km. Desciende desde la cumbre por la margen oriental del Plaza de Armas en dirección NE. El flujo está altamente diaclasado y astillado, por lo que presenta un aspecto deleznable. Las rocas en algunos sectores son de color verdoso (meteorizado), mientras que es de color negro en los lugares en los que está fresco.
- Plaza de Armas 4 (PA4).- Corresponde a un pequeño flujo de lava andesítico ubicado en el sector sur oriental del Plaza de Armas. Está depositado sobre las riolitas de PA2, el flujo está algo diaclasado. Las rocas son de color gris oscuro con textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Presenta un aspecto bastante fresco.
- Plaza de Armas 5 (PA5).- Este grupo está constituido por tres domos colada alineados aproximadamente E-W, a lo largo del eje central del edificio volcánico. El domo oriental alcanza una altura de 4600 msnm, aparentemente es el más antiguo.

El domo central alcanza una altura de 4560 msnm, a partir de este se origina un flujo que desciende pocos cientos de metros hacia el SE. El flujo presenta una auto brecha basal y un denso diaclasamiento, al golpear a la roca esta se parte en lascas de hasta 1 cm. Las rocas presentan una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo.

El domo occidental alcanza una altura de 4400 msnm, aparentemente es el más joven. De este desciende un flujo de lava en dirección hacia el E que se prolonga aproximadamente 1 km. Las rocas en el domo presentan abundantes diaclasas verticales. Las rocas son porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Algo característico de estas rocas es la abundancia de xenolitos de hasta 5 cm de rocas volcánicas afaníticas y porfiríticas, son gris claras con fenocristales de anfíbol.

- Plaza de Armas 6 (PA6).- Este grupo corresponde a brechas que se encuentran en las partes altas del Plaza de Armas, sobre los flujos de lava y rodeando a los domos. Las brechas son matriz soportado con clastos de hasta 30 cm. La matriz es muy consolidada y lítica.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.-** La descripción petrográfica se la realiza para cada grupo de rocas del Plaza de Armas a continuación:

Plaza de Armas 1 (PA1).- Para la descripción se consideró a la muestra CH-308 (Anexos 4 y 5). Presenta una textura porfirítica poikilítica pilotáxica con matriz microcristalina. La fracción de fenocristales ocupa el 60% de la roca y está constituida por plagioclasa (38%  $Ab_{62}$ ), tienen inclusiones de clinopiroxeno y de opacos; clinopiroxeno (10%), hay intercrecimientos entre clinopiroxenos y anfíboles; anfíbol (7%), localmente hay oxihorblenda; opacos (4%), es magnetita, hay acumulaciones de vidrio de forma anhedral y de color café que se comporta como opaco; cuarzo (1%). La matriz ocupa el 38 % de la roca y está constituida por plagioclasa (20%); vidrio (9%); anfíbol (6%), algunos presentan los bordes oxidados; opacos (2%); cuarzo (1%).

Como minerales secundarios existe 2 % de óxidos de hierro. Aparece junto a minerales opacos, anfíboles y rellenando fracturas. La roca no presenta alteración, pero está ligeramente meteorizada. Hay intercrecimientos de clinopiroxeno y anfíbol, lo que indica que existió equilibrio durante la cristalización. Los fenocristales se alinean ligeramente indicando la dirección de flujo. Las rocas de este grupo son clasificadas como andesitas y andesitas ácidas.

Plaza de Armas 2 (PA2).- Para la descripción se consideró a la muestra CH-087 (Anexos 4 y 5). Tienen textura porfírica con matriz felsítica. En las muestras alteradas la matriz presenta una textura secundaria ligeramente coloforme. Los fenocristales representan el 50% de la roca y son plagioclasa (25% con  $Ab_{90}$ ), algunos presentan los bordes reabsorbidos y están ligeramente alterados, empezando a transformarse a arcillas; cuarzo (15%), tiene forma anhedral y redondeada, algunos cristales tienen los bordes reabsorbidos, hay granos de cuarzo policristalinos; anfíbol (7%), existen dos generaciones de anfíboles a) anfíboles de color negro – opaco, están afectados por la alteración b) son incoloros con tonalidad verdosa; opacos (3%), es magnetita, aparece como acumulaciones de varios cristales. La matriz representa el 50% de la roca y está constituida por vidrio (40%); plagioclasa (4%), aparece como inter crecimientos con el cuarzo; cuarzo (4%); anfíbol (2%).

En las rocas alteradas, la alteración representa un 35 % de la roca y es constituida básicamente por sílice, presenta una textura algo coloforme. El sílice en los contactos con los fenocristales y la matriz presentan una coloración más rojiza posiblemente debido a la oxidación o a shock térmico, reemplaza a la matriz casi en su totalidad. Las rocas de este grupo son clasificadas como riolitas.

Plaza de Armas 3 (PA3).- Corresponde a un flujo de obsidiana, el cual presenta un aspecto deleznable. Las rocas en algunos sectores son de color verdoso en donde están más afectados por meteorización, mientras que son de color negro en los lugares en los que está fresco. Presenta algunos fenocristales de plagioclasas con disposición fluidal.

Plaza de Armas 4 (PA4).- Para la descripción se consideró a la muestra CH-326 (Anexos 4 y 5). Tienen textura porfírica pilotáxica vitrofídica. Los fenocristales representan el 70% de la roca y son plagioclasa (40% con  $Ab_{58}$ ), algunas tienen inclusiones de ortopiroxeno; ortopiroxeno (20%); clinopiroxeno (8%); opacos (2%), aparecen dispersos y como inclusiones en las plagioclasas y piroxenos (magnetita). La matriz ocupa el 30 % de la roca y está constituida por vidrio (25%); plagioclasa (3%); opacos (1%); piroxeno (1%). La alta cristalinidad y una matriz vítrea indican primero un lento enfriamiento y luego un enfriamiento brusco. Las rocas de esta unidad son clasificadas como andesitas de dos piroxenos.

Plaza de Armas 5 (PA5).- Para la descripción se consideró a la muestra CH-269 (Anexos 4 y 5). Tienen una textura porfírica pilotáxica con matriz microcristalina fluidal. Los fenocristales representan el 15% de la roca y son plagioclasa (10% con  $Ab_{92}$ ), presentan inclusiones de opacos; anfíbol (3%); opacos (2%), presentan los bordes rojizos debido a oxidación (magnetita). La matriz ocupa el 83 % de la roca y está conformada por plagioclasa (50%); vidrio (26%); cuarzo (5%); opacos (2%). Los minerales secundarios representan el 2% de la roca y son arcillas (1%), aparecen únicamente relleno cavidades debido al lajamiento; óxidos (1%), son óxidos de hierro secundario.

La roca presenta cavidades alargadas de 0.2 mm de espesor, que están parcialmente rellenas por arcillas y óxidos de hierro. Estas cavidades se originan por el lajamiento, y se disponen paralelas entre sí aproximadamente cada 4 mm. Las rocas de este grupo son clasificadas como riocacitas.

Plaza de Armas 6 (PA6).- Las rocas de esta unidad son brechas matriz soportado. Están constituidos por riolitas y obsidiana. Las riolitas son gris claras con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Las obsidianas son de color gris oscuro casi negro, tienen fenocristales de plagioclasa dispuestos de manera

fluidal. La matriz de la brecha es consolidada, constituida por los mismos componentes que los clastos pero en fracciones más finas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** El edificio volcánico Plaza de Armas está directamente sobre las secuencias volcánicas que forman el flanco exterior de la caldera. En la margen oriental y occidental del edificio se construye sobre la Unidad 9, correspondiente a las Brechas Quincharrumi. En la margen NW se identifica como los flujos del Plaza de Armas tapan a las unidades 5 y 10, que forman parte del flanco exterior de la Caldera. En el N los flujos están depositados sobre la Unidad 3. Hacia el S los contactos inferiores no son distinguibles pues se pierden bajo las morrenas (Figura 3.10).

Se cree que el Plaza de Armas se construye sobre el borde estructural de la caldera, y en este caso representa también parte del borde topográfico.

Este edificio volcánico cubre un área aproximada de 6 km<sup>2</sup>, y todos sus productos alcanzan un espesor de 500m.

#### **3.3.4.3.3. (Unidad 20) Volcánicos Chusalongo.**

**Ubicación y características generales.-** El Chusalongo es un estratovolcán ubicado en la margen exterior sur de la Caldera Chacana, al Sur de la zona de estudio. Se encuentra entre el Volcán Antisana y el Tabla Rumi.

El edificio volcánico está construido por una secuencia de brechas estratificadas, las cuales representan las márgenes exteriores de esta estructura. El Chusalongo es una caldera de avalancha que tiene la forma de una herradura abierta hacia el Sur, causado por el colapso del edificio. Se construye entre 4380 y 4640 msnm. Los productos de este volcán lo constituyen flujos de lava que descienden en dirección norte, este y sur. Existe un domo en la margen occidental del volcán que corta a las brechas y representa la parte más alta de este edificio. Los diferentes grupos de roca que constituyen el Chusalongo son descritos a continuación:

- Chusalongo 1 (Ch1).- Este grupo de rocas conforman el edificio del Chusalongo. Son secuencias de brechas volcánicas (muestra CH-005) estratificadas, con clastos de hasta 40 cm. Las rocas presentan un denso diaclasamiento. Los clastos tienen coloraciones tanto gris oscura como

rojiza. Son de composición únicamente andesítica con textura porfirítica y afanítica, la matriz es microcristalina. Algunos clastos son bastante vesiculares. La brecha está bien consolidada y casi no tiene matriz, los constituyentes de la matriz son los mismos componentes líticos pero en fracciones más finas.

- Chusalongo 2 (Ch2).- Corresponde a un grupo de flujos de lava andesíticos y dacíticos ubicados al Oeste del Chusalongo, junto al Tabla Rumi. Se identificaron tres flujos de lava, dos en la Q. Atunhuaycu y otro al Norte de la Q. Sunfohuayco. En la Q. Atunhuaycu, el flujo basal está poco diaclasado y lajado en dirección SE/45SW. La roca es de color gris claro, tiene textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Corresponde a una andesita.

Un flujo de lava dacítico está sobre la lava andesítica descrita anteriormente. La roca es poco diaclasada y altamente porfirítica. Tienen fenocristales tabulares de hasta 1 cm de plagioclasa, existe también anfíbol, cuarzo y piroxeno. Estas rocas presentan xenolitos de rocas volcánicas afaníticas de color rojizo.

Al Norte de la Q. Sunfohuayco existe un flujo de lava andesítico de color gris oscuro, está altamente diaclasado verticalmente en dirección N60W, aproximadamente cada 20 cm. La roca es porfirítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno.

- Chusalongo 3 (Ch3).- Corresponde a un grupo de flujos de lava andesíticos de coloración gris clara que descienden en dirección norte, oeste y sur del Chusalongo. Hacia el Norte estos flujos presentan una morfología tabular, formando superficies bastante suaves y siendo cubiertos casi en su totalidad por pajonales. Podrían tratarse de varios flujos de lava dispuestos uno junto a otro. Los flujos están lajados aproximadamente cada 5 cm, sus lajas tienen leves inclinaciones. Las rocas son de color gris claro, ligeramente vesiculares en las cercanías del Chusalongo, y muy compactas mientras se aleja. Son poco porfiríticas, con una textura microcristalina constituida por cristales subhedrales de plagioclasa y algo de piroxeno. Presentan bandas milimétricas de coloración más clara que siguen la orientación de las lajas.

- Chusalongo 4 (Ch4).- Corresponde a un domo de composición andesítica, corta las brechas del edificio volcánico y representa la parte más alta del Chusalongo con 4820 msnm. Las rocas están fuertemente lajadas, aproximadamente cada 5 cm con dirección N45E/75SE. Esta roca presenta un color gris oscuro. Tiene una textura microcristalina, se identifica solamente piroxeno y algo de plagioclasa. El emplazamiento de este cuerpo posiblemente originó el colapso del edificio del Chusalongo.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) esta unidad es considerada dentro de los volcánicos Antisana.

**Petrografía.-** La descripción de la petrografía de cada grupo de rocas se la realiza a continuación:

Chusalongo 1 (Ch1).- Para la caracterización petrográfica se consideró a la muestra CH-005 (Anexos 4 y 5). Tienen una textura porfirítica ligeramente pilotáxica con matriz hipocristalina. Los fenocristales representan el 45 % de la roca y están constituidos por plagioclasa (30% con  $Ab_{68}$ ); ortopiroxeno (8%), algunos cristales están rotos (hipersteno); clinopiroxeno (6%), es augita; anfíbol (1%), aparecen libres, como inclusiones en las plagioclasas y como inter crecimientos entre plagioclasas y piroxenos. La matriz conforma el 55 % de la roca y está constituida por vidrio (35%); plagioclasa (17%); opacos (3%), se trata de magnetita. Los clastos que forman las brechas son clasificados como andesitas de dos piroxenos.

Chusalongo 2 (Ch2).- Este grupo está conformado por tres flujos de lava. En la Q. Atunhuaycu el flujo de lava de la base (muestra CH-315, Anexos 4 y 5) presenta una textura porfirítica poikilítica pilotáxica con matriz hipocristalina. Los fenocristales ocupan el 65% de la roca y está conformada por plagioclasa (35% con  $Ab_{66}$ ), presentan inclusiones de ortopiroxeno; ortopiroxeno (18%), tienen inclusiones de plagioclasas y aparecen también como inclusiones en las plagioclasas (hipersteno); clinopiroxeno (10%); opacos (2%), es magnetita. La matriz ocupa el 35 % de la roca y está constituida por vidrio (18%); plagioclasa

(14%); opacos (3%). Las rocas del flujo son clasificadas como andesitas de dos piroxenos.

Sobre el flujo de lava andesítico existe otro flujo de lava (muestra CH-316, Anexos 4 y 5). Tiene una textura porfirítica poikilítica pilotáxica con matriz microcristalina intersertal, existen inclusiones de opacos y clinopiroxeno en las plagioclasas. Los fenocristales representan el 50% de la roca y son plagioclasa (25% con  $Ab_{63}$ ); anfíbol (11%), existen dos generaciones de anfíbol a) son de color verde y pardo, b) son negros – opacos; clinopiroxeno (8%); cuarzo (4%), localmente hay cristales rotos; opacos (1%), se trata de ilmenita y en menor cantidad magnetita; biotita (1%). La matriz ocupa el 48% de la roca y está conformada por plagioclasa (28%); vidrio (14%); opacos (4%); clinopiroxeno (2%). Como minerales secundarios existen arcillas (1%); óxidos (1%), aparecen junto a los anfíboles y opacos resultado de la oxidación de estos. La roca es clasificada como una dacita.

El flujo presente al Norte de la Q. Sunfohuaycu (muestra CH-298, Anexos 4 y 5), presenta una textura porfirítica poikilítica pilotáxica con matriz intersertal. Los fenocristales presentan una distribución seriada. Los fenocristales representan el 35% de la roca y son plagioclasa (18% con  $Ab_{69}$ ), hay cristales que presenta los bordes sucios, otros tienen manchas de vidrio en su interior; ortopiroxeno (7%), se trata de hipersteno; clinopiroxeno (7%); anfíbol (2%); opacos (1%), se trata de magnetita. Hay inclusiones de opacos que están en las plagioclasas y en los piroxenos, los piroxenos aparecen también como inclusiones en las plagioclasas. La matriz ocupa el 65% de la roca y está conformada por plagioclasa (30%); vidrio (20%); piroxeno (10%); opacos (5%), es magnetita. La roca es clasificada como una andesita de dos piroxenos

Chusalongo 3 (Ch3).- Para la caracterización petrográfica de este grupo se consideró a la muestra CH-145 (Anexos 4 y 5). Tiene una textura microporfirítica pilotáxica con matriz microcristalina intergranular fluidal. Los fenocristales

representan el 8% de la roca y son ortopiroxeno (5%), se trata de hipersteno; clinopiroxeno (3%), algunos presentan los bordes reabsorbidos. La matriz representa el 92 % de la roca y está constituida por plagioclasa (50% con  $Ab_{60}$ ); piroxeno (30%), existen tanto ortopiroxenos y clinopiroxenos pero por su tamaño es difícil diferenciarlos, se ubican entre los intersticios de las plagioclasas; vidrio (7%); opacos (5%), se trata de magnetita e ilmenita. Los intersticios entre las plagioclasas son ocupadas por piroxenos y vidrio. La poca presencia de fenocristales y su tamaño pequeño indican un rápido ascenso de magma, seguido por un enfriamiento relativamente lento, evidenciado por la casi ausencia de vidrio y matriz en su mayoría microcristalina. La roca presenta bandas de color claro paralelas a la dirección de flujo cada 3 mm, estas bandas son más claras que la matriz de la roca, pues presentan mayor contenido de plagioclasa y menor proporción de piroxeno y vidrio. Las zonas más oscuras tienen mayor contenido de piroxeno y vidrio. Estas rocas son clasificadas como andesitas de dos piroxenos.

Chusalongo 4 (Ch4).- Para la caracterización petrográfica de este grupo se consideró a la muestra CH-004 (Anexos 4 y 5). Tienen una textura microporfirítica con matriz hipocristalina ligeramente fluidal. Los fenocristales ocupan el 5% de la roca y son ortopiroxeno (3%), corresponde principalmente a hiperstena, enstatita existe localmente, tienen inclusiones de opacos; anfíbol (1%), tienen abundantes inclusiones de opacos; plagioclasa (1% con  $Ab_{54}$ ). La matriz representa el 95% de la roca y está conformada por plagioclasa (42%); vidrio (38%); ortopiroxeno (9%); opacos (6%), se trata de magnetita. Existen bandas menores a 0.5 mm de color claro, esta coloración es debido a la acumulación de plagioclasa y ausencia de vidrio y piroxeno, en estas zonas las plagioclasas están empezando a transformarse a sericita. Los microlitos en la matriz y los fenocristales están ligeramente orientados. La poca cristalinidad y la presencia de vidrio sugieren un enfriamiento brusco. Las rocas de este grupo son clasificadas como andesitas basálticas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Las rocas de esta unidad están sobre las secuencias volcánicas que forman el flanco exterior de la caldera. Los flujos

de lava que descienden hacia el Norte se depositan directamente sobre las rocas de la Unidad 3. En el W los flujos de lava del Chusalongo están sobre las brechas de la Unidad 9. En el NE están en contacto lateral con un flujo de lava del Antisana. En el SW los límites entre flujos de lava del Chusalongo con los del Tabla Rumi no son claros debido a la cubierta con pajonales y potentes capas de suelos, sin embargo se propone un límite siguiendo la morfología de la zona a través del valle de la Q. Atunhuaycu. En el S y SE, los límites inferiores de esta unidad no son distinguibles pues se pierden bajo los depósitos de cenizas y lahares de la Unidad 29.

El edificio del Chusalongo con sus flujos de lava cubren un área de aproximadamente 16 km<sup>2</sup>. El espesor de las secuencias es variable, los flujos de lava alcanzan un espesor máximo de 200m, mientras que las brechas que construyen el edificio volcánico presentan un espesor de 300m. El domo que corta a las brechas presenta el mayor espesor y representa el punto más alto del Chusalongo, el espesor aflorante en superficie es de aproximadamente 500 m.

#### **3.3.4.3.4. (Unidad 21) Flujos del borde topográfico.**

**Ubicación y características generales.-** Los flujos en borde topográfico de la caldera se encuentran en el sector de Quincharrumi, en el lado oeste de la zona de estudio. Una elevación formada por un centro de emisión es llamado Predicador (muestra CH-102) (Figura 3.11), con un flujo de lava de longitud menor a 2 km en dirección E y otro menor a 1 km en dirección NE, los flujos entran en la caldera. A aproximadamente 2 km al Sur de este flujo, existe un centro de emisión con un flujo de lava de no más de 1 km que entra en la caldera (muestra CH-98).

En el borde Sureste de la caldera, en el sector de Chimbaurcu, existen pequeños flujos de lava de no más de 2 km que se originan de un cuello volcánico y entran en la caldera (muestra CH-139).

Las rocas del centro de emisión en la Loma Predicador son de color gris oscuro, están diaclasadas con una dirección preferencial N60W/85NE. El flujo que desciende en dirección E dentro de la caldera, está cubierto en su totalidad por pajonales y no presenta afloramientos por lo que es delimitado siguiendo su morfología. El flujo que desciende en dirección NE, presenta textura de flujo y

está fuertemente diaclasado verticalmente. Las rocas son de color gris oscuro con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Las rocas no están alteradas pero presentan ligero grado de meteorización, además, están afectadas por las glaciaciones.

El flujo presente al Sur del Predicador está fuertemente diaclasado verticalmente, son de color gris oscuro, tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, matriz microcristalina constituida principalmente por plagioclasa.

El “neck” volcánico presente al SE de la caldera, en el sector Chimbaurcu, corta a las rocas que forman el flanco exterior de la caldera (Fig. 3.3). De este cuerpo descienden flujos hacia el interior de la caldera. Las rocas son de color gris claro con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa y piroxeno. En el cuello volcánico tienen diaclasamiento vertical. Las rocas están algo meteorizadas pero no están alteradas.



**Figura 3.11** Centro de emisión Predicador, foto tomada desde el Sur. Andesitas cortan a las Brechas Quincharrumi de la serie Tablones.

**Petrografía.-** Los flujos presentes en el sector de Quincharrumi son bastante parecidos entre sí, descripciones a detalle son mostradas en los Anexos 4 y 5.

Las rocas del Predicador (muestra CH-102, Anexos 4 y 5) tienen una textura porfírica poikilítica pilotáxica con matriz microcristalina intersertal. Hay inclusiones de piroxenos y opacos en las plagioclasas. Los fenocristales representan el 55 % de la roca y son plagioclasa (35% con  $Ab_{63}$ ); ortopiroxeno (10%); clinopiroxeno (7%); opacos (2%); anfíbol (1%). La matriz representa el 43 % de la roca y está constituida por plagioclasa (25%); vidrio (12%); opacos (3%);

piroxeno (3%). Como minerales secundarios existen óxidos (1%) y sericita (1%). Estas rocas son clasificadas como andesitas de dos piroxenos.

El flujo presente al Sur del Predicador (muestra CH-98, Anexos 4 y 5), tiene una textura porfirítica poikilítica masiva con matriz hipocristalina, la fracción cristalina es mayoritaria a la vítrea. Los fenocristales tienen distribución seriada. La fracción de fenocristales representa el 35 % de la roca y está constituida por plagioclasa (18% con  $Ab_{62}$ ); anfíbol (10%), existen dos generaciones de anfíboles a) anfíboles de color negro – opaco (2%), b) color verde (8%); clinopiroxeno (5%); opacos (2%). La matriz ocupa el 58 % de la roca y está conformada por plagioclasa (28%); vidrio (22%); anfíbol (5%); opacos (3%). Como minerales secundarios existen epidota (3%); arcilla (2%); óxidos (2%). La roca es clasificada como una andesita.

Las rocas del sector de Chimbaurcu (muestra CH-139), tienen una textura porfirítica pilotáxica con matriz microcristalina intersertal. Los fenocristales y microlitos de la matriz se disponen de manera fluidal indicando la dirección de flujo. Los fenocristales ocupan el 25% de la roca y son plagioclasa (18% con  $Ab_{62}$ ); anfíbol (5%); opacos (2%). La matriz constituye el 70% de la roca y está conformada por anfíbol (33%); plagioclasa (25%); vidrio (10%); opacos (2%). Como minerales secundarios existen calcita (2%); óxidos (2%); epidota (1%). La roca es clasificada como una andesita ácida.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Los centros de emisión del sector de Quincharrumi cortan a las rocas de las Unidades 5, 9 y 10 que forman la pared topográfica de la caldera. Los flujos descienden hacia el interior de la caldera, y sus límites inferiores están tapados por morrenas por lo que no se identifica su base (Fig. 3.11). Los flujos presentan pocos afloramientos pues están tapados por potentes capas de suelos y por pajonales.

El centro de emisión presente en el sector Chimbaurcu corta a las rocas de las Unidades 3 y 9, los flujos entran en la caldera y están depositados sobre las rocas de la Unidad 3.

Aunque no se identifica la base de estos flujos, se estima que estos no deben tener un espesor mayor a 80 m.

#### **3.3.4.3.5. (Unidad 22) Flujos Intracaldera.**

En el interior de la caldera, el Cerro Potrerillos (fuera del área de estudio), constituye el centro de emisión de varios flujos de lava que se prolongan entre 1 y 2 km tanto al Norte como al Sur (Hall & Mothes, 2008; Beate et al., 2009). Estos flujos tienen una edad de 440 – 450 ka (Hall & Mothes, 2008). Otros flujos que se prolongan tanto al NW como al SW alcanzan hasta 4 km de largo, y son aparentemente más jóvenes que los anteriores con edades entre 180 – 190 ka (Hall & Mothes, 2008). Todos estos flujos se originaron en el Cerro Potrerillos y se los interpreta de origen fisural (muestra CH-263). Estas lavas son dacíticas de color gris claro. Aparecen masivas y diaclasadas. Tienen una textura algo porfirítica, pero en su mayoría son microcristalinas (Beate et al., 2009).

En el Norte de la caldera (fuera del área de estudio) existe un gran flujo de obsidiana cuyo centro de emisión está ubicado en la Loma Yarangala, este flujo se prolonga 6 km hacia el SW. Tiene una edad entre 165 – 180 ka (Hall & Mothes, 2008; Beate et al., 2009). Este flujo está ubicado en el borde estructural de la caldera (Beate et al., 2009).

Dentro de la zona de estudio existe solamente un flujo de lava, el cual se discute a continuación:

**Ubicación y características generales.-** Corresponde a un flujo de lava ubicado en el centro del área de estudio. Se encuentra entre el San Clemente y el flujo de lava Papallacta. Las rocas de esta unidad son las que rodean a la Laguna Tumiguina constituyendo sus paredes norte, sur y oeste. La lava fluye en dirección NE. Su centro de emisión debe ser fisural ubicado en lo que hoy es el San Clemente, constituyendo posiblemente una fase previa a la formación del domo. Las rocas de esta unidad están cubiertos casi en su totalidad por pajonales, por lo que no hay muchos afloramientos, los mejores afloramientos

están alrededor de la Laguna Tumiguina. La roca está algo diaclasada con una dirección N70E/60SE. Se nota que está afectada por meteorización y glaciación, presentando patinas de color rojizo y amarillento debido a oxidación. Las rocas son en general de color gris claro. Tienen textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983), está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos asignados a la Fm. Pisayambo.

**Petrografía.** – Para la descripción petrográfica de esta unidad se consideró a la muestra CH-76 (Anexos 4 y 5). Las rocas tienen una textura porfirítica con matriz microcristalina pilotáxica. Los fenocristales ocupan el 40 % de la roca y son plagioclasa (20% con  $Ab_{65}$ ), algunos presentan los bordes meteorizados y sucios; anfíbol (12%), la mayoría son negros casi opacos pero existen de color pardo, algunos presentan los bordes meteorizados y transformados en epidota; cuarzo (5%), tiene formas anhedrales y redondeadas, la mayoría son xenocristales que presenta los bordes reabsorbidos; opacos (3%), es magnetita.

La matriz representa el 55 % de la roca y está constituida por plagioclasa (25% con  $Ab_{62}$ ); vidrio (20%); anfíbol (5%); opacos (3%); cuarzo (2%). Como minerales secundarios existen calcita (3%), aparece relleno de vetillas milimétricas y también junto a plagioclasas meteorizadas; epidota (1%), se encuentra junto a anfíboles. Como mineral accesorio existe apatito, principalmente en la matriz y localmente como inclusiones en los anfíboles. Las rocas de esta unidad son clasificadas con dacitas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.**- El flujo de lava de esta unidad está en contacto lateral con las rocas de la Unidad 14, correspondiente a andesitas y dacitas negras, tanto al Norte como al Sur. Hacia el Este el flujo de lava Papallacta sobreyace a estas rocas, mientras que al Oeste el domo San Clemente está junto y sobre este flujo. El contacto entre estas unidades es en parte asignado siguiendo la morfología.

Este flujo representa un área de aproximadamente 3 km<sup>2</sup>, y su espesor no debe sobrepasar los 100 m.

### 3.3.4.3.6. (Unidad 23) Domos.

Existen cuatro domos en el Sur de la caldera, mientras que dos domos en el Norte (fuera de la zona de estudio).



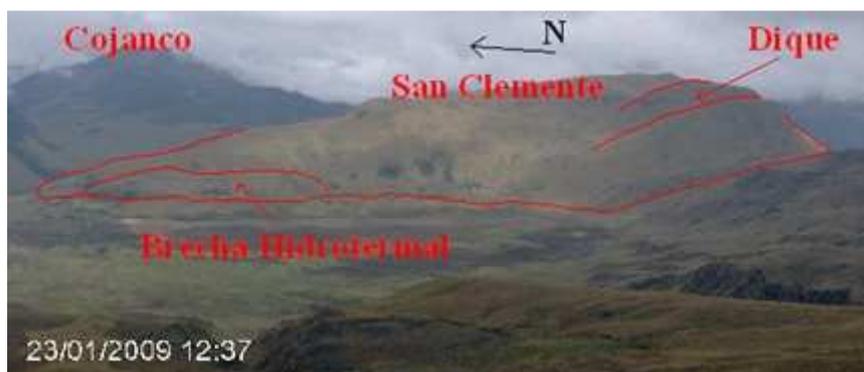
**Figura 3.12 Domos intracaldera dacíticos y riolíticos. Imagen tomada de Google Earth 2008.**

En la zona sur de la caldera existen cuatro domos correspondientes de Sur a Norte a las lomas San Clemente, Yanaurco, Chaupiurco y Ventanillas (Fig. 3.12). Mientras que en la zona norte de la caldera (fuera del área de estudio), existen dos domos ubicados a 4 km al Este de Oyacachi, juntos cubren un área de 20 km<sup>2</sup> y alcanzan un espesor de 240 m (Beate et al., 2009). Al Sur de la Laguna Cojanco existe una estructura volcánica morfológicamente redondeada que corta a las secuencias volcánicas, podría tratarse de un domo, sin embargo, por la densa vegetación no se pudo llegar a los afloramientos.

**Ubicación y características generales.-** los domos presentes dentro de la zona de estudio son descritos de Sur a Norte a continuación:

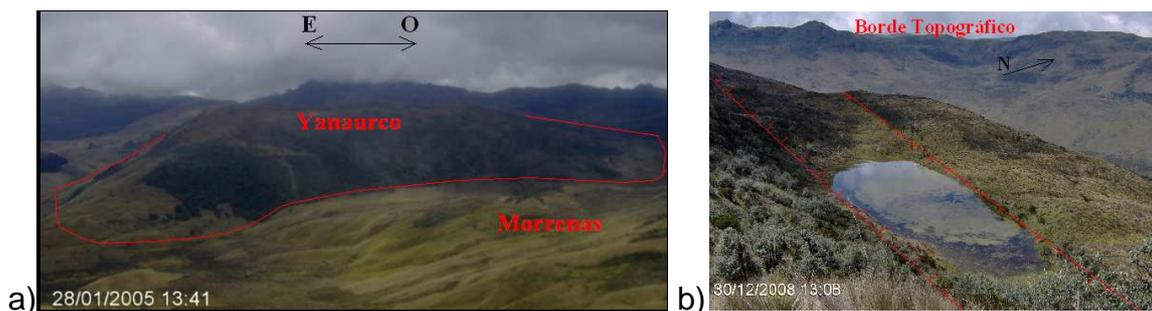
- Domo San Clemente (D1).- El domo San Clemente está ubicado en la zona sur de la caldera, al Norte de los volcánicos que forman el flanco exterior de la caldera y del Plaza de Armas. Pocos afloramientos son visibles (muestra CH-12, 21) pues hay potentes capas de suelos y pajonales. En algunas zonas la roca está algo brecheada y presenta esporádicas diaclasas en direcciones variadas. Las rocas son de color gris claro y rojizo. Tienen textura porfirítica presentando localmente un aspecto de pórfido dacítico, la matriz es microcristalina. Como fenocristales se

identifica plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Las rocas no están alteradas. En la zona sur el domo está cortado por un dique riolítico de rumbo N20W. Al W está en contacto con una brecha hidrotermal heterolitológica con clastos de andesitas, dacitas y riolitas silicificadas menores a 5 cm. Los bordes de los clastos están rellenos con estibnita, lo que indica que luego de formarse la brecha existieron nuevos eventos hidrotermales.



**Figura 3.13 Domo San Clemente, foto tomada desde el W del domo. Se muestra el valle de Cachiycu, la brecha hidrotermal junto al domo y un dique riolítico al Sur del domo.**

- Domo Yanaurco (D2).- El domo Yanaurco se ubica al Norte del río Tambo en el sector de Cachiycu. Hacia el Este está bastante descubierto y formando escarpes abruptos debido a deslizamientos, buenos afloramientos existen también tanto al Norte como en la parte superior del domo. En algunos afloramientos la roca está algo brecheada. La cubierta del domo es una autobrecha que presenta una pseudo estratificación horizontal. En la cumbre del domo existe un graben de aproximadamente 50 m de ancho formado por fallas normales de orientación N85W, entre estas fallas se ha formado una laguna alargada (Fig. 3.14). Estas fallas apicales son características en domos resurgentes (Thomas and Valentin, 2001). Las rocas del domo son de color gris claro y blanco. Presentan una textura porfirítica y matriz microcristalina, está conformada por plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo. Existen lugares en los que hay abundante biotita y cuarzo, mientras que en otros lugares el mineral dominante es plagioclasa.



**Figura 3.14 a) Domo Yanaurco, foto tomada desde el Norte del domo. b) Se muestra a un graben en la cumbre del domo, en donde se ha formado una laguna alargada (UTM WGS 84 809695, 9955902).**

- Domo Chaupiyurco (D3).- El domo Chaupiyurco se ubica en la comunidad de El Tambo, existen pocos afloramientos ubicados en la parte superior. La morfología de este cuerpo sugiere que son dos domos, uno junto a otro (Fig. 3.15). En los afloramientos la roca tiene diaclasas verticales y textura de flujo vertical. El domo del norte tiene rocas altamente porfíricas de color gris claro con fenocristales menores a 6 mm de plagioclasa, anfíbol, cuarzo, biotita y piroxeno. El domo del Sur de menor tamaño tiene rocas porfíricas de color gris oscuro con fenocristales plagioclasa, anfíbol y piroxeno. La matriz es afanítica. En algunos afloramientos la presencia de biotita y cuarzo es mayor. Hacia el Este existen pequeños deslizamientos del domo que son parcialmente cortados por la carretera Interoceánica.



**Figura 3.15 Domo Chaupiyurco (riolitas), aproximadamente 180 m de altura. Foto tomada desde la cumbre del domo Yanaurco hacia el NE.**

- Domo Ventanillas (D4).- Se ubica en la zona de Ventanillas, a 1.5 km al W de la Comunidad El Tambo. En la parte superior tiene una potente autobrecha. En los afloramientos la roca es masiva y muy competente. Existen bandas milimétricas de color gris oscuro (vidrio) que se disponen de manera vertical, además las plagioclasas también se orientan

verticalmente. La roca está bastante meteorizada. La roca es de color gris claro y rojizo con pátinas de color rojizo y marrón debido a oxidación. Tiene una textura porfirítica (muestra CH-181) con fenocristales subhedrales principalmente de plagioclasa, algo de anfíbol y biotita. La matriz es afanítica.



**Figura 3.16 Domo Ventanillas, tiene aproximadamente 240 m de espesor. Foto tomada desde el Oeste del domo. En la cumbre presenta una autobrecha.**

- Domo Tumiguina?(D5).- Un cuerpo de forma redondeada corta las secuencias volcánicas que forman el flanco exterior de la caldera (Fig. 3.17). Está presente a aproximadamente 1 km al Este de la Laguna Tumiguina, debido a la densa vegetación de la zona no se pudo llegar a los afloramientos.



**Figura 3.17 Domo? Tumiguina, tiene un espesor de 300 m. Foto tomada desde el Este del domo San Clemente. En la Parte inferior del domo Tumiguina está el flujo de lava Papallacta.**

**Petrografía.-** La descripción de la petrografía se la realiza para cada domo a continuación:

Domo San Clemente (D1).- Las rocas de este cuerpo son clasificadas como andesitas ácidas (muestra CH-21, Anexos 4 y 5), sin embargo en algunos lugares al Norte del domo las rocas tienen abundante cuarzo y biotita. Las rocas presentan una textura porfirítica poikilítica ligeramente pilotáxica con matriz microcristalina intersertal. Los fenocristales representan el 58 % de la roca y son plagioclasa (30% con  $Ab_{68-92}$ ), aparece con tamaños entre 5 – 0.2 mm; clinopiroxeno (15%); anfíbol (10%), algunos cristales presenta los bordes opacos (oxihorblenda); opacos (2%); cuarzo (1%). La matriz ocupa el 40% de la roca y está conformada por plagioclasa (20%); vidrio (15%); opacos (3%); clinopiroxeno (2%). Como minerales secundarios existen óxidos (1%) y epidota (1%). Hay inclusiones de opacos en plagioclasas, piroxenos y anfíboles. Las plagioclasas también aparecen como inclusiones en los anfíboles. La roca está ligeramente meteorizada afectando principalmente a los anfíboles con transformaciones a epidota. Presenta una alta cristalinidad y tamaño de los granos lo que evidencia un enfriamiento lento.

Domo Yanaurco (D2).- las rocas de este domo son clasificadas como andesitas ácidas (muestra CH-35, Anexos 4 y 5), sin embargo, las rocas del Oeste son riolitas con abundante cuarzo y biotita (muestra CH-32, Anexos 4 y 5). Tienen una textura porfirítica poikilítica pilotáxica con matriz hipocristalina intersertal. Los fenocristales representan el 55 % de la roca y son plagioclasa (30% con  $Ab_{70}$ ), presentan un tamaño entre 6 – 0.3 mm, algunos cristales presentan los bordes sucios; clinopiroxeno (10%); ortopiroxeno (7%); anfíbol (7%), son de color negro – opaco; opacos (1%). Existen inclusiones de opacos en piroxenos, plagioclasa y piroxeno en anfíboles y en plagioclasas. La matriz ocupa el 43 % de la roca y está constituida por plagioclasa (20%); vidrio (15%); clinopiroxeno (5%); opacos (3%). Como minerales secundarios existen óxidos (1%) y arcillas (1%). La roca tiene una alta cristalinidad y tamaño (6 – 0.3 mm), indicando un enfriamiento lento. Tanto fenocristales como microlitos están orientados. Hay biotita como trazas con tamaños de 0.2 mm.

Domo Chaupiuurco (D3).- Estas rocas (muestras CH-50, Anexos 4 y 5) tienen una textura porfirítica vitrofídica fluidal, la matriz es de vidrio y presenta microlitos de plagioclasa y anfíbol dispuestos de manera fluidal. Los fenocristales ocupan el 35 % de la roca y son plagioclasa (20% con  $Ab_{68-92}$ ); anfíbol (10%), algunos cristales tienen los bordes oxidados; cuarzo (3%); opacos (1%); biotita (1%). La matriz representa el 62 % de la roca y está constituida por vidrio (50%), presenta bandas paralelas con transformaciones a zeolitas y arcillas; plagioclasa (8%); anfíbol (2%); piroxeno (1%); opacos (1%). Como minerales secundarios existen zeolitas (2%), se distribuyen en bandas paralelas o rellenando vesículas alargadas; arcillas (1%). Estas rocas son clasificadas como riolitas.

Domo Ventanillas (D4).- Las rocas de este domo (muestra CH-181, Anexos 4 y 5) presentan una textura porfirítica vitrofídica fluidal, en la matriz existen microlitos de plagioclasa con disposición fluidal. El vidrio en la matriz es algo bandeado de acuerdo a la dirección de flujo. Los fenocristales representan el 35 % de la roca y son plagioclasa (28% con  $Ab_{78-92}$ ); anfíbol (5%); opacos (2%), se trata de magnetita y en menor proporción ilmenita. La matriz ocupa el 58 % de la roca y está conformada por vidrio (42%); plagioclasa (10%); anfíbol (4%); opacos (2%). La roca está afectada por meteorización, como minerales secundarios existe calcita (4%), está distribuida en toda la matriz y rellenando algunas fracturas en los fenocristales, parte del vidrio de la matriz es reemplazado por calcita; óxidos (2%), se trata de óxidos de hierro; sericita (1%). La roca está meteorizada. Existen xenolitos de rocas porfiríticas con fenocristales de plagioclasas aciculares con disposición radial, podrían ser agregados de cristalización temprana. Por el contenido de vidrio se interpreta un enfriamiento rápido. Estas rocas son clasificadas como rio-dacitas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** La roca caja de todos estos domos corresponde a la Unidad 14 de andesitas y dacitas negras.

El domo San Clemente ocupa un área de aproximadamente 2 km<sup>2</sup> y tiene una potencia estimada de 200 m. Hacia el W está en contacto con una brecha hidrotermal, mientras que hacia el E está en contacto con la Unidad 14 y 22.

Hacia el Sur se choca con los flujos del Plaza de Armas y de la Serie Tablones, además está cortado por diques riolíticos de la Unidad 25.

El domo Yanaurco tiene un área de 3 km<sup>2</sup> y alcanza un espesor de 260 m. Los límites inferiores no son distinguibles pues se pierden bajo las morrenas. La roca caja de este domo debe ser la Unidad 14. El domo presenta varios deslizamientos tanto al E como al W de su estructura.

El domo Chaupiuurco tiene una área de 1 km<sup>2</sup> y alcanza un espesor de 180 m. Sus límites inferiores no son distinguibles. La roca caja son las andesitas y dacitas negras de la unidad 14. Hacia el E presenta pequeños deslizamientos.

El domo Ventanillas cubre una área de aproximadamente 2 km<sup>2</sup> y alcanza un espesor de 240 m. Hacia el Norte está tapado por los flujos del Singunay (Unidad 24) y en contacto con las rocas de la unidad 14, gran parte de la zona está tapada por pajonales. Los límites inferiores del domo no son distinguibles pues están tapados por morrenas.

El domo Tumiguina? cubre un área de aproximadamente 1 km<sup>2</sup> y tiene un espesor de 300 m. Corta a las rocas de la serie Tablones, mientras que hacia el Norte está en contacto lateral con el flujo Papallacta.

#### 3.3.4.3.7. (Unidad 24) Volcánicos Singunay.

**Ubicación y características generales.-** Corresponde a un cuerpo volcánico ubicado a 4 km al Oeste de la comunidad de El Tambo, en los sectores de Guamaní y Singunay. Tiene una forma alargada, su eje tiene una longitud de 4 km y representa un divorcio intercontinental de aguas. Está ubicado junto al borde oeste de la caldera, en la margen SE y S de la quebrada Encañada. Los mejores afloramientos están en su cumbre y en las partes superiores, mientras que hacia la base están tapados por pajonales. Las rocas se presentan lajadas siguiendo inclinaciones suaves. Existen dos grupos de rocas volcánicas.

- Singunay 1 (S1).- Corresponde a flujos de lava dacíticos que se encuentran hacia la base de esta unidad. Las rocas están lajadas aproximadamente cada 20 cm con inclinaciones casi horizontales, además existe diaclasamiento en direcciones variadas cruzadas entre sí. En la parte

superior tiene una autobrecha. Son de color gris claro y algo rojizo, tienen una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa menores a 1 cm, anfíbol y biotita. Presentan xenolitos de tamaño menor a 2 cm de rocas volcánicas afaníticas de coloración rojiza.

- Singunay 2 (S2).- Son flujos de lava depositados sobre las dacitas de S1. Estas rocas están altamente lajas. En la parte superior presentan una autobrecha. Las rocas son afectadas por las glaciaciones. Las rocas son de color gris y gris oscuro, tienen una textura porfirítica con fenocristales de hasta 1 cm de plagioclasa, anfíbol y piroxeno. Son andesitas. A pocos metros al W de la Loma Singunay existe un depósito volcanoclástico sobre los flujos de lava de S2, tiene líticos de tamaño menor a 1cm y una estratificación N40W/15NE. Los líticos son de andesitas y dacitas de color gris, la matriz es tobacea con tamaños menores a arena y ligeramente porosa.

Se interpreta que estos flujos tienen un origen fisural. En el Este, este cuerpo está cortado por un dique riolítico (Unidad 25) de orientación N80W/60SW.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) está considerado dentro de los volcánicos indiferenciados pliocénicos, asignados a la Fm. Pisayambo.



**Figura 3.18** Volcánicos Singunay, en las partes inferiores existen morrenas. Foto tomada desde UTM WGS 84 817741, 9955515 hacia el NW.

**Petrografía.-** La petrografía se describe para cada grupo de rocas a continuación:

Singunay 1 (S1).- Las rocas de este grupo (muestra CH-200, Anexos 4 y 5) tienen una textura porfirítica poikilítica fluidal con matriz hipocristalina. La fracción de

fenocristales representa el 35 % de la roca y son plagioclasa (20% con  $Ab_{70-90}$ ), presentan inclusiones de anfíboles y biotitas; anfíbol (8%), hay cristales con los bordes oxidados (oxihornblenda); biotita (5%); clinopiroxeno (1%); opacos (1%), se trata de magnetita e ilmenita. La matriz representa el 65 % de la roca y está conformada por vidrio (32%); plagioclasa (22%); clinopiroxeno (5%); anfíbol (4%); opacos (2%). La roca no presenta alteración, los fenocristales y los microlitos de la matriz se alinean paralelamente siguiendo una dirección de flujo. Existen regiones de color claro caracterizado por la mayor presencia de plagioclasas y ausencia de vidrio. Hay xenolitos de rocas porfíricas con abundante plagioclasa acicular, anfíbol y clinopiroxeno; están relativamente oxidados, podrían representar una fracción de cristalización temprana. Estas rocas son clasificadas como dacitas.

Singunay 2 (S2).- Este grupo de rocas (muestra CH-195, Anexos 4 y 5) tienen una textura porfírica fluidal con matriz hipocristalina fluidal. Existe un 45 % de fenocristales y son plagioclasa (30% con  $Ab_{72}$ ), algunos cristales tienen inclusiones de opacos; anfíbol (8%), algunos cristales tienen los bordes oxidados-negros (oxihornblenda); clinopiroxeno (5%); opacos (2%), se trata de magnetita. La matriz representa el 54 % de la roca y está constituida por vidrio (30%); plagioclasa (16%); clinopiroxeno (6%); opacos (2%), se trata de magnetita. La roca presenta una pátina de óxidos de hierro en la matriz y en los fenocristales. La roca está ligeramente meteorizada. Los fenocristales y microlitos de la matriz se disponen de manera fluidal. El clinopiroxeno aparece principalmente con tamaños menores a 1 mm y está ampliamente distribuido en la matriz, lo que indicaría que su cristalización es tardía. La alta cristalinidad y el tamaño de los granos indican que la roca sufrió un enfriamiento lento. Estas rocas son clasificadas como andesitas ácidas.

Se interpreta que los flujos del Singunay tienen un origen fisural, cuya fisura se prolongaría a través del eje de este cuerpo en dirección aproximada NE-SW.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Los límites inferiores de esta unidad no son observables pues están tapados por depósitos de morrenas, sin embargo la

base debe ser la Unidad 14. Solamente en el sector NE se identifica que las lavas del Singunay están sobre el Domo Ventanillas y están en contacto con la Unidad 14, sin embargo gran parte de la zona está tapada por pajonales y los contactos no son distinguibles. Hacia el Norte, fuera del área de estudio, estas rocas están depositadas sobre los sedimentos de la Unidad 15.

En el SW de este cuerpo, los flujos están en contacto lateral con las secuencias volcánicas de la Serie Tablones.

Se estima que este cuerpo tiene una área de aproximadamente 5 km<sup>2</sup> y su espesor no debe pasar de 220 m.

#### **3.3.4.3.8. (Unidad 25) Diques Riolíticos.**

**Ubicación y características generales.-** Existen varios diques riolíticos en el interior de la caldera que cortan a las rocas volcánicas de relleno. Al Sur de la laguna Tumiguina existe un dique riolítico con un rumbo N65W, las rocas son de color gris claro con textura porfirítica y fenocristales de biotita, plagioclasa y cuarzo. Las biotitas están verticales.

Al Sur del domo San Clemente un dique riolítico corta a este domo, el dique tiene un rumbo N20W, las rocas son de color gris claro, tienen texturas porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo, la matriz es microcristalina.

Al Norte del domo Ventanillas existen dos diques riolíticos con rumbo N80W, las rocas son de color claro, están bastante meteorizadas y algo deleznales, presenta una textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita.

**Petrografía.-** Las rocas de estos diques tienen características petrográficas similares, para la caracterización petrográfica se consideró a la muestra CH-124 (Anexos 4 y 5).

Las rocas de los diques, tienen una textura porfirítica fluidal con matriz hialocristalina, la matriz es principalmente de vidrio y en menor proporción plagioclasa; existe ligero bandeamiento en la matriz. Los fenocristales representan el 30 % de la roca y son plagioclasa (13% con Ab<sub>68</sub> - 94), son ligeramente afectados por alteración con transformaciones a sericita; biotita (8%);

cuarzo (6%); anfíbol (2%); opacos (1%). La matriz ocupa el 66% de la roca y está conformada por vidrio (40%); plagioclasa (24%); opacos (2%), se trata de magnetita. Como minerales de alteración existen óxidos (2%), aparecen junto a la biotita, opacos y anfíboles resultado de su oxidación; calcita (1%); sericita (1%). La roca presenta ligero grado de alteración, afectando principalmente a las plagioclasas y al vidrio de la matriz con transformaciones a calcita y sericita. Los minerales máficos están algo oxidados. Existen fenocristales incoloros (3%) de sanidina?, pero se confunden con las plagioclasas. Estas rocas son clasificadas como riolitas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** El dique presente al Sur de la Laguna Tumiguina corta a las rocas de la Unidad 14 correspondientes a andesitas y dacitas negras.

El domo San Clemente está cortado por un dique riolítico.

En la zona Norte, los diques cortan a las andesitas y dacitas negras y a los flujos del Singunay.

Se estima que el espesor de estos diques es de pocas decenas de metros.

#### **3.3.4.4. (UNIDAD 26) FLUJOS DE LAVA EXTRUIDOS ENTRE 40 – 20 ka.**

A este período pertenecen varios flujos de lava extruidos tanto en el flanco exterior oeste, como en el borde y en el interior de la caldera. Los flujos que se encuentran en el flanco exterior oeste de la caldera (fuera del área de estudio) corresponden a los flujos cuyo centro de emisión está ubicado en los sectores de Tolontag y Padre Corral (Beate et al., 2009). Ambos flujos son clasificados como andesíticos. El flujo de Padre Corral tiene una edad de 21 ka (Hall & Mothes, 2008).

Dos flujos de lava se ubican en el borde topográfico de la caldera y corresponden a los flujos de Guambi y Palugo (fuera del área de estudio), otro flujo de lava se ubica en el borde estructural de la caldera y corresponde al flujo de Yuyos (fuera del área de estudio) (Sevilla et al., 2008; Beate et al., 2009). Todos estos flujos se dirigen hacia afuera de la caldera. El flujo de Yuyos tiene una edad de 31 ka (Hall & Mothes, 2008). Los flujos de Guambi y Palugo se originaron de un mismo centro

de emisión ubicado en el borde topográfico de la caldera en la loma Caparina, tienen una edad de 21 ka (Hall & Mothes, 2008). Estos flujos son clasificados como dacitas.

En este período existen tres centros de emisión en el interior de la caldera. Un centro de emisión corresponde al que dio origen al flujo Sucus. Otro está ubicado en el Norte de la Caldera, en el sector de Salvefaccha (fuera del área de estudio) (Beate et al., 2009), que tienen una edad de 39 ka (Hall & Mothes, 2008). Otro es el que dio origen a dos flujos presentes en la población de Papallacta (Bypass).

Dentro del área de tesis, los flujos presentes son el flujo Sucus y los que son cortados en el Bypass de Papallacta, estos son descritos a continuación:

#### **Ubicación y características generales.-**

- El flujo de lava Sucus está presente en el Norte de la zona de estudio. Se ubica entre los ríos Suco1 y Suco 2. Entra en el valle El Tambo hasta la Estación Booster de la EMAAP. Su centro de emisión se ubica fuera del área de estudio al SW de la Laguna Sucus (Sevilla et al., 2008; Beate et al., 2009). Buenos afloramientos están a lo largo de la carretera vieja Quito – Papallacta, en donde existe una cantera con rocas diaclasadas y altamente lajadas. El flujo presenta una delgada capa de suelo que lo cubre. En la Estación Booster de la EMAAP las rocas tienen diaclasas verticales cada 30 cm (Fig. 3.19). Las rocas no están alteradas, son de color gris claro con textura porfírica y matriz microcristalina (muestra CH-279), los fenocristales presentes son plagioclasa y piroxeno. El flujo Sucus tiene una edad de 31 ka (Hall & Mothes; 2008).



**Figura 3.19** Flujo de lava Sucus altamente diaclasado. Foto tomada en la estación Booster de la EMAP. (UTM WGS 84 814337, 9958476).

- Un grupo de por lo menos dos flujos existen en el Bypass de Papallacta a pocos metros hacia el Sur del Río Tumiguina. Estos flujos son cortados por la carretera interoceánica, pocos afloramientos son observables pues la mayoría están tapados por una densa vegetación. Un flujo se encuentra cortado por la carretera y está directamente sobre los diques y brechas. El flujo está altamente diaclasado de manera vertical aproximadamente cada 20 cm. La roca es de color gris oscuro, porfirítica con matriz microcristalina. Se diferencian microcristales de cuarzo, plagioclasa, piroxeno y anfíbol, se ve algo de olivino(?). Otro flujo de lava se encuentra sobre el anterior. El flujo superior está altamente lajado con una dirección N82W/27NE, aproximadamente cada 2 cm. La roca es gris, algo porfirítica, se reconoce plagioclasa, piroxeno. El centro de emisión tentativamente asignado para estos dos flujos de lava corresponden a un pequeño “neck” volcánico ubicado al Sur de la Laguna Papallacta, en el flanco norte del Cerro Cojanco (Fig. 3.20). Estos flujos están afectados por las glaciaciones.



**Figura 3.20** “Neck” andesítico cortando a riolitas. Posible centro de emisión de varios flujos presentes en el Bypass de Papallacta. Foto tomada desde la esquina E de la laguna Papallacta.

**Petrografía.-** La caracterización petrográfica se la realiza para cada grupo de rocas de esta unidad a continuación:

Las rocas del flujo Sucus (muestra CH-279, Anexos 4 y 5) tienen una textura porfirítica poikilítica pilotáxica con matriz hialina. Los fenocristales se disponen de manera fluidal y representan el 25% de la roca, estos son plagioclasa (14% con  $Ab_{66}$ ), existen algunos fenocristales con textura tamiz; anfíbol (7%), hay anfíboles

de color marrón con los bordes negros pero la mayor parte corresponde a anfíboles de color negro – opaco; clinopiroxeno (4%). La matriz ocupa el 75% de la roca y está constituida por vidrio (58%); plagioclasa (8%); clinopiroxeno (6%); opacos (3%), se trata de magnetita. La roca está fresca, no presenta alteración ni meteorización. Los fenocristales y microlitos de la matriz se orientan de manera fluidal. Las plagioclasas aparecen como inclusiones en los anfíboles. Estas rocas son clasificadas como andesitas.

Los flujos de lava presentes en el Bypass de Papallacta (muestra CH-253, Anexos 4 y 5), tienen una textura porfírica poikilitica pilotáxica con matriz microcristalina intersertal. Los fenocristales representan el 30% de la roca y son plagioclasa (16% con  $Ab_{67}$ ), hay fenocristales con manchas de vidrio; anfíbol (8%), son de color negro – opaco; clinopiroxeno (6%). La matriz representa el 70 % de la roca y está conformada por plagioclasa (36%); vidrio (25%); clinopiroxeno (7%); opacos (2%), se trata de magnetita. Los fenocristales y microlitos de la matriz se orientan de manera fluidal. Existe una distribución seriada en los fenocristales. La baja cristalinidad y al tamaño de los fenocristales indican que la roca debió sufrir un enfriamiento relativamente rápido. Estas rocas son clasificadas como andesitas ácidas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** El flujo de lava Sucus tiene una longitud de aproximadamente 4 km. Los contactos son cubiertos casi en su totalidad por pajonales por lo que los límites son asignados siguiendo la morfología. El flujo sobreyace a las rocas de la Unidad 14 a lo largo del Río Suco 1, mientras que está en contacto lateral con un domo riolítico a lo largo del Río Suco 2. En el valle El Tambo se encuentra sobre las riolitas de la Unidad 17. Existen coluviales y suelos que sobreyacen a este flujo. No se distingue la base del flujo, sin embargo, se estima que tiene un espesor de alrededor de 60 m.

Los flujos presentes en el By Pass de Papallacta se disponen directamente sobre los diques y las brechas de relleno de la caldera de las Unidades 12 y 13 respectivamente. Afloran únicamente al SE del flujo Papallacta. La mayor parte de

los flujos están cubiertos por pequeños deslizamientos, suelos, y por una densa vegetación. La potencia de estos flujos se estima en alrededor de 60 m.

### **3.3.4.5. DEPÓSITOS RECIENTES.**

#### **3.3.4.5.1. (Unidad 27) Volcánicos Antisana.**

El volcán Antisana está ubicado en la esquina SE de la zona de estudio, en la margen SE de la caldera Chacana. Es un estrato volcán cuyo edificio se construye directamente sobre rocas metamórficas. Alcanza una altura de 5758 msnm. La composición del edificio volcánico es primordialmente andesítico (Bourdon et al., 2001) y presenta varios flujos que bajan tanto hacia el Norte, Este y Oeste del volcán.

Existen varios flujos de lava que descienden del Antisana, sin embargo, por no ser un objetivo del trabajo, en la descripción se considera solamente dos grupos de flujos que se encuentran hacia el N del volcán. Uno de ellos entra en la caldera mientras el otro es desviado por la Serie Tablones. En el Mapa Geológico se presenta varios flujos de lava del sector norte y oeste del volcán, los cuales fueron delimitados con fotointerpretación, sin haber llegado a sus afloramientos.

**Ubicación y características generales.-** Existe un grupo de flujos de lava que descienden del Antisana en dirección NW, estos flujos chocan con flujos del Chusalongo y son desviados hacia el interior de la caldera, juntos presentan una forma tabular ampliamente distribuida. Este grupo de flujos forma una superficie plana, están cubiertos casi en su totalidad por la flora de la zona, por lo que no es posible individualizarlos. El límite con los flujos del Chusalongo corresponde al Río Tumiguina. Dentro de estos se distinguen dos grupos:

- Antisana 1 (A1).- Corresponde a los flujos que entran en la caldera. Se caracterizan por formar una topografía irregular. Estos flujos presentan rocas de color gris claro y rojizo, no están alterados. Las rocas son algo vesiculares y ligeramente lajadas con suaves inclinaciones. Tienen una textura porfirítica con fenocristales principalmente de piroxeno en una

matriz microcristalina. Pueden ser varios flujos de similar composición dispuestos uno junto a otro.

- Antisana 2 (A2).- Corresponde a las secciones superiores de los flujos de lava del Antisana que ingresan en la caldera. Se caracterizan por formar superficies bastante planas y suaves. Las rocas están lajadas y en algunas zonas son algo vesiculares. Son de color gris claro y rojizo, no están alteradas. Tienen textura porfírica, se identifica piroxeno, plagioclasa y olivino.

Antisana 3 (A3).- Corresponde a un flujo de lava que desciende hacia el Norte del Antisana, chocándose contra los volcánicos que forman el flanco exterior de la caldera, luego es desviado hacia el NE por el valle del Río Blanco. Este flujo no presenta una cubierta significativa de suelo y vegetación por lo que se estima que su edad debe ser reciente. El flujo tiene una autobrecha que la cubre con bloques de hasta decenas de metros. Parte del flujo entra en la caldera al derramarse sobre la cuchilla del borde topográfico que desvía al flujo. Las rocas son de color gris. Tienen una textura porfírica algo vesicular con fenocristales de tamaño menor a 3 mm de plagioclasa, anfíbol y piroxeno; la matriz es microcristalina.

**Petrografía.-** La descripción petrográfica se la realiza para cada grupo de rocas del Antisana a continuación:

Antisana 1 (A1).- Las rocas de los flujos de lava de este grupo (muestra CH-167, Anexos 4 y 5) tienen una textura porfírica pilotáxica con matriz microcristalina intersertal intergranular. Los fenocristales ocupan el 10 % de la roca y son clinopiroxeno (9%); ortopiroxeno (1%), se trata de hipersteno. El 90% de la roca lo constituye la matriz que está conformada por plagioclasa (50% con  $Ab_{60}$ ); vidrio (23%); piroxeno (14%), se trata principalmente de clinopiroxeno y aparecen entre los intersticios de las plagioclasas; opacos (3%), se trata de magnetita. Los fenocristales y los microlitos de la matriz se orientan de manera fluidal. En la matriz existen bandas menores a 0.3 mm de color claro que siguen la dirección de flujo, estas bandas son claras debido a la mayor presencia de plagioclasa y poco contenido de vidrio y piroxeno. Debido a la poca presencia de fenocristales, a su tamaño y a la alta cristalinidad de la matriz, se estima que el magma sufrió un

rápido ascenso seguido por un enfriamiento lento. Estas rocas son clasificadas como andesitas.

Antisana 2 (A2).- Las rocas de este grupo (muestra CH-291, Anexos 4 y 5) tienen una textura porfirítica poikilítica pilotáxica con matriz microcristalina intergranular. Existe una distribución seriada. Los fenocristales representan el 40 % de la roca y son plagioclasa (30%  $Ab_{58}$ ), tienen inclusiones de piroxenos; clinopiroxeno (7%); ortopiroxeno (2%), (hipersteno) algunos cristales tienen textura de corona con una cubierta de clinopiroxenos; olivino (1%). El 60% de la roca corresponde a la matriz la cual está conformada por plagioclasa (37%); piroxeno (12%), existe principalmente clinopiroxeno, sin embargo es difícil distinguirlos debido a su tamaño; vidrio (8%); opacos (3%), se trata de magnetita. Los fenocristales presentan una distribución seriada. Existe una disposición fluidal principalmente en los fenocristales. Existen pocas vesículas menores a 2mm de formas redondeadas. Debido a su cristalinidad y poca presencia de vidrio se interpreta que la roca sufrió un enfriamiento relativamente lento. Son clasificadas como andesitas basálticas.

Antisana 3 (A3).- las rocas de este flujo de lava (muestra CH-295) tienen una textura porfirítica poikilítica vesicular con matriz hipocristalina, la matriz presenta ligera disposición fluidal. Las vesículas tienen forma irregular. Los fenocristales ocupan el 30% de la roca y son plagioclasa (22%  $Ab_{65}$ ), tienen textura tamiz e inclusiones de anfíboles; anfíbol (4%); clinopiroxeno (3%); opacos (1%), se trata de magnetita. La matriz representa el 70% de la roca y está constituida por vidrio (35%); plagioclasa (18%); clinopiroxeno (14%); opacos (3%). La roca tiene vesículas de formas irregulares y tamaños menores a 1 mm, las vesículas presentan bordes opacos debido a oxidación. Los microlitos de la matriz presentan una ligera disposición pilotáxica. Gran parte de los opacos aparecen como manchas, de aspecto irregular y sin forma definida. Estas rocas son clasificadas como andesitas ácidas.

**Relaciones estratigráficas y potencia.**-El volcán Antisana es un estratovolcán que se construye directamente sobre el basamento metamórfico, su cono alcanza una altura de 5758 msnm. Los flujos que entran en la caldera (A1 y A2) en conjunto tienen una longitud aproximada de 6 km y cubren un área de 9 km<sup>2</sup>, se estima que su espesor no debe superar los 100 m. Estos flujos están depositados sobre las rocas de la Unidad 3 y en contacto lateral al W con los flujos del Chusalongo. Estos flujos tienen una cubierta de suelos, tefras y lahares que suavizan la topografía.

El flujo A3 tienen una longitud de aproximadamente 6 km y un área de 5 km<sup>2</sup>, su espesor se estima en 80 m. Este flujo es desviado por la Unidad 3 hacia la quebrada del Río Blanco, el flujo no presenta una cubierta de suelos por lo que se piensa que debe ser reciente.

#### **3.3.4.5.2. (Unidad 28) Depósitos Glaciares.**

**Ubicación y características generales.**- Es una unidad ampliamente distribuida en el área de estudio, principalmente en el sector central y occidental. Los depósitos glaciares aparecen dentro del área de estudio desde los 3060 msnm hasta los 4900 msnm, constituyen gran parte de la cubierta de los volcánicos de la zona de estudio. Aparecen tanto sobre la secuencia volcánica que forma el flanco exterior de la caldera como en el interior de la misma.

- En la quebrada Encañada existen depósitos de morrenas desde los 3320 hasta los 4000 msnm. Existen morrenas terminales, laterales y centrales (Pozo, 1982). En los flancos de la Loma Machipungo y Singunay existen adosadas morrenas laterales, además la parte superior de este valle presenta una morfología de circo bastante abierta con morrenas de fondo.
- En el valle de Muerte Pungo hay dos morrenas laterales en los flancos norte y sur, y morrenas de fondo en el circo. En los valles de Toro Pugro y Chicana existe una morrena intermedia entre los 4000 – 4080 msnm, y una lateral entre los 4000 – 4055 msnm con un espesor de 40 m. En las quebradas que drenan los valles hay morrenas de fondo (Perez V., 1988).
- Al Este de la Loma Sunfohuycu existe un estrecho valle glacial en forma de U, tiene una longitud de 3 km y presenta morrenas laterales en sus dos

márgenes, en la quebrada que drena este valle se pueden distinguir morrenas de fondo. Hacia el Sur, este valle parte de un gran circo glaciar, el cual actualmente en su base presenta un pantano, pero debe tener morrenas de fondo. Hacia el NW de este circo descende un valle glaciar con pequeñas morrenas de fondo a lo largo de la Q. Sunfohuaycu.

- En el sector Chimbaurcu existen morrenas que aparecen entre 3820 – 4040 msnm, se tratan principalmente de morrenas de fondo y pequeñas morrenas laterales y centrales. Se estima que estas morrenas deben tener espesores menores a 20 m.
- Entre el valle El Tambo y el borde topográfico occidental de la caldera, en la zona de El Tambo hasta Cachiyacu en el Sur, y Guamaní en el Norte, se evidencia varios avances de los glaciares. Las morrenas aparecen desde los 3600 msnm hasta los 4200 msnm formando varias terrazas. Un avance de las morrenas se nota al W del Valle El Tambo, en el sector de Salazar Sucho, las morrenas aparecen entre los 3600 – 3760 msnm. En este sector la topografía es bastante plana y existen pequeñas lomas de forma redondeada de altura no mayor a 20 m.

Hacia el W de Salazar Sucho (Guamaní) y en el sector de Cachiyacu se forma una segunda terraza de morrenas, las cuales están presentes entre 3780-4000 msnm. La topografía forma pendientes suaves, en estas terrazas existen valles que forman cañones de hasta 80 m, existen también pequeñas lomas de forma redondeada.

Entre Cachiyacu y la pared de la caldera, existe una última terraza de morrenas, la cual está presente entre 4000 – 4200 msnm. Los ríos que drenan estos sectores forman cañones bastante abruptos y profundos de aproximadamente 100m. Hacia las partes superiores existen también circos glaciares que presentan morrenas de fondo.

- En el valle de Papallacta existen morrenas terminales que aparecen en la zona de estudio desde los 3060 msnm. Se caracterizan por presentar clastos metamórficos y de la brecha Mogotes. En la población de Papallacta, las rocas tienen estrías dejadas por el paso de los glaciares.
- El valle del Río Papallacta, en la vía a Termas, presenta una característica forma de U, existiendo allí depósitos de morrenas tanto laterales como de

fondo. Presentan clastos de la brecha Mogotes. Las rocas de los flancos del valle presentan estrías dejadas por el paso de los glaciares.

- En el Volcán Antisana existen depósitos de morrenas que rodean al cono entre los 4640 – 4900 msnm.

**Petrografía.-** Los clastos de las morrenas son principalmente volcánicos, incluyen clastos de andesitas y dacitas afaníticas y porfíricas con tonalidades desde grises oscuras hasta claras. Existen también clastos de riolitas, vitrófiros y clastos alterados. Los clastos alterados tienen pirita fina diseminada, otros clastos son silicificados o con alteración propilítica y con presencia de vetillas de calcita. En los depósitos del Valle Papallacta hay líticos metamórficos y de la brecha Mogotes. Los depósitos son generalmente de color café amarillento, matriz soportado y constituidos por fragmentos menores a 1 m con un pésimo sorteo, dispuestos en una matriz de grano más fino con pésimo sorteo. Algunos de los clastos presentan estrías. Los depósitos son levemente consolidados y no consolidados, no presentan estratificación.

**Relaciones estratigráficas.-** Los depósitos de morrenas cubren gran parte de los depósitos de relleno de la caldera, y suavizan la topografía. Sobreyacen a las rocas de la Serie Tablones en el flanco exterior de la caldera. En el interior de la caldera tapan la base de los domos, esto indica que las morrenas son posteriores. Estructuras volcánicas como Tabla Rumi, Plaza de Armas y Chusalongo están afectadas y presentan estrías dejadas por los glaciares.

#### **3.3.4.5.3. (Unidad 29) Lahares, materiales de caída (tefras) y morrenas retrabajadas.**

**Ubicación y características generales.-** Esta unidad está presente únicamente en el sector sur de la zona de estudio. Se encuentra entre los volcanes Antisana y Chusalongo, al Norte del Antisana, así como también al Sur del Tabla Rumi y Chusalongo. Incluye los depósitos de lahares provenientes principalmente del volcán Antisana, existen también materiales finos resultado de la erosión de los edificios del Chusalongo y Tabla Rumi y morrenas retrabajadas. Son incluidos en este grupo depósitos de ceniza y materiales de caída (piroclásticos de proyección aérea) provenientes del Antisana y de otras fuentes no definidas.

Los depósitos son diferentes de acuerdo a su ubicación. Entre el Chusalongo y el Antisana, hacia la base existen depósitos de lahares. Los lahares presentan clastos menores a 30 cm de andesitas afaníticas y porfiríticas. Los clastos son de color gris y rojizo, presentan un mal sorteo. La matriz de estos depósitos es de tamaño de ceniza. Sobre estos depósitos existen varias capas intercaladas de cenizas y lapilli de color gris claro. La superficie es cubierta por pajonales y flora de la zona.

Al Sur del Chusalongo y Tabla Rumi, los depósitos se caracterizan por formar primordialmente un manto de ceniza de color gris oscuro.

En la Hoja Geológica de Pintag (DGGM 1981-1983) esta unidad es considerada como depósitos de tipo lahar y fluvio glaciar.

**Petrografía.-** Los lahares contienen materiales de diferentes litologías, entre estos existen principalmente andesitas afaníticas, en menor cantidad hay clastos de andesitas porfiríticas y dacitas. La matriz de estos depósitos es de ceniza y de los mismos componentes líticos pero en menor tamaño. Los depósitos son matriz soportado con clastos de tamaño menor a 30 cm.

Los depósitos de cenizas son de color claro, están constituidos por plagioclasas, anfíbol, magnetita y algo de biotita de color café.

En los depósitos de cenizas de color gris oscuro existen minerales como plagioclasa, magnetita, anfíbol, piroxeno y poca biotita.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Los productos de esta unidad tapan los volcánicos del Antisana y Chusalongo. Son productos que suavizan la topografía. Gran parte de estos depósitos están cubiertos por pequeñas capas de suelos menores a 1m, por pajonales y la flora de la zona. Se estima que el espesor de esta unidad es menor a los 20 m.

#### 3.3.4.5.4. (Unidad 30) Flujos de lava históricos.

**Ubicación y características generales.-** La caldera Chacana ha emitido dos flujos de lava en los últimos 300 años. Uno de ellos se encuentra en el flanco exterior de la caldera (Flujo Pinantura) y el otro en el interior (Flujo Papallacta).

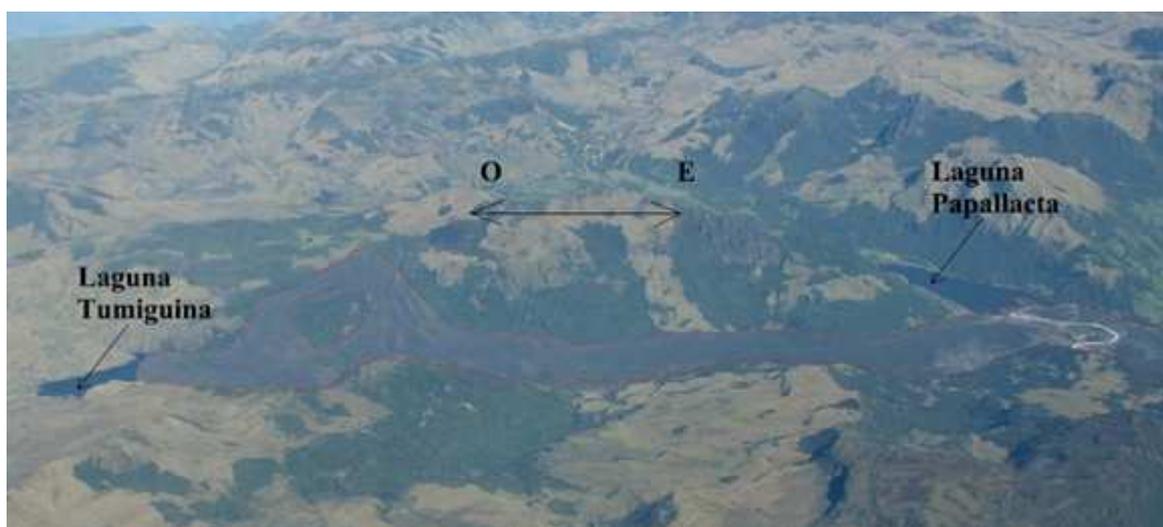
Solamente el flujo Papallacta se encuentra dentro del área de estudio, sin embargo, la descripción se la realiza para los dos flujos de lava a continuación:

- El Flujo de lava Pinantura fue depositado en 1728 DC. (Hall y Mothes, 1991), está ubicado en el flanco exterior oeste de la caldera. Desciende hacia el SW por el valle glaciar Muerte Pungo hasta la quebrada El Lisco, en donde cambia de dirección y fluye hacia el NW. Su centro de emisión está ubicado en el sector de Muerte Pungo, en donde, la acumulación de lava obstruye el drenaje y forma la Laguna de Muerte Pungo al Norte del flujo. Varias pequeñas lagunas son formadas también a lo largo de la quebrada El Lisco, siendo de Oeste a Este las Lagunas Quingray, Tipo Pugru y Secas. El flujo presenta un aspecto brecheado y una cubierta de autobrechas, con bloques de hasta decenas de metros. Este flujo está constituido por andesitas de coloración gris oscura y rojiza, tiene textura porfirítica. Se identifica solamente plagioclasa, anfíbol y xenocristales de cuarzo. La matriz es microcristalina. Una descripción detallada la presenta Pérez (1986) como Andesita Basáltica Antisanilla (Unidad XXIV).
- El Flujo de lava Papallacta se formó en 1773 DC. (Hall y Mothes, 1991), es cortado en su borde Este por la carretera interoceánica. Desciende por el valle del Río Tumiguina entre la Serie Tablones y el Cerro Cojanco, en este último se encuentra el centro de emisión, en una roca caja de andesitas y dacitas negras. Hacia el Este, el final del flujo choca con las series riolíticas tempranas, represa el drenaje del Río Tambo y forma la Laguna Papallacta. En el otro extremo, en cambio, represa el drenaje del valle Tumiguina y forma la Laguna Tumiguina. El flujo presenta un aspecto brecheado y una potente cubierta de autobrechas. Se trata de un flujo constituido por bloques de rocas de coloración gris oscura y rojiza, tienen una textura porfirítica algo vesicular. Se observa como fenocristales solamente plagioclasas, biotita y cuarzo reabsorbido. La matriz es afanítica. En las cercanías al centro de emisión las rocas son vesiculares y existe biotita a la vista, mientras que al final del flujo las rocas no son vesiculares y es casi nula la presencia de biotita y fenocristales.

**Petrografía.-** Las rocas del flujo de lava Papallacta (muestra CH-073, Anexos 4 y 5) presentan una textura porfírica pilotáctica con matriz microcristalina intersertal. Los fenocristales representan el 25 % de la roca y son plagioclasa (13%  $Ab_{61}$ ), presenta inclusiones de biotitas; cuarzo (5%), tienen forma anhedral redondeada, algunos cristales están rotos y tienen los bordes reabsorbidos, se tratan de xenocristales; biotita (4%); clinopiroxeno (1%); anfíbol (1%); opacos (1%), se trata de magnetita. El 75 % de la roca corresponde a la matriz, la cual está constituida por plagioclasa (34%); vidrio (25%); biotita (8%); clinopiroxeno (6%); opacos (2%). La roca presenta vesículas (5%) de tamaño menor a 1 mm con formas irregulares las cuales no tienen relleno. Los fenocristales y microlitos de la matriz se disponen de manera fluidal. Cuarzo aparece únicamente como xenocristal, algunos de estos cristales tienen una corona de piroxeno. Biotita es ampliamente distribuida principalmente en la matriz. Estas rocas son clasificadas como andesitas ácidas.

#### **Relaciones estratigráficas y potencia.**

El Flujo de lava Pinantura tienen una longitud de 11 km y se estima que tiene un volumen de 480 millones  $m^3$  (Hall y Beate, 1987). Se encuentra depositado sobre las secuencias volcánicas de la Serie Tablonas. Debido a su edad reciente, el flujo no tiene ninguna cobertura, excepto poca vegetación y musgo.



**Figura 3.21** Vista aérea del flujo de lava Papallacta, foto tomada desde el Sur del flujo de lava. Forma varias lagunas al sellar el drenaje, siendo las principales las lagunas Tumiguina al Oeste y Papallacta al Este. (Foto: S. Vallejo IG-EPN).

El flujo de lava Papallacta tiene una longitud de 6,5 km, se estima que su espesor alcanzaría los 55 m y tendría un volumen de 230 millones m<sup>3</sup>. El flujo se encuentra entre la Serie Tablones y el Cerro Cojanco (Unidad 14), hacia el W sobreyace al flujo de la Unidad 22, mientras que hacia el Este está en contacto lateral con las rocas de la Unidad 17. El flujo debido a su edad reciente casi no presenta cubierta vegetal, teniendo principalmente musgos.

#### 3.3.4.5.5. (Unidad 31) Depósitos coluviales y aluviales.

**Ubicación y características generales.-** Los depósitos coluviales se encuentran distribuidos ampliamente en la zona de estudio, sin embargo el tamaño de los depósitos es relativamente pequeño. Estos depósitos se encuentran al pie de las laderas de los valles así como al pie de los escarpes. Son depósitos provocados por la caída de materiales de las partes superiores.

Dentro de la zona de estudio existen pequeños deslizamientos, los depósitos más importantes se describen a continuación:

- A lo largo del lineamiento que sigue el Río Tambo hay varios deslizamientos. Los más grandes y notorios son los presentes en el domo Yanaurcu, al Norte de este domo existen dos deslizamientos que descienden uno en dirección NE y otro en dirección SSE. Cada deslizamiento cubre un área de aproximadamente 0,16 km<sup>2</sup>. Estos depósitos presentan una cobertura de aproximadamente 50 cm de suelos.
- Al Norte del domo San Clemente existen pequeños deslizamientos que bajan en dirección N y NE, en este caso el material deslizado corresponde a suelos y en menor cantidad a los materiales del domo. Es una zona que presenta continuos deslizamientos en época invernal.
- En el flanco E del domo Chaupiarco existen varios derrumbes en dirección E, siendo este el depósito que corta la carretera en el sector. La topografía del deslizamiento es suavizada por erosión, por lo que es difícil diferenciarlo, además presenta una cobertura de 1 m de suelos.
- En el valle del Río Tambo, existen depósitos coluviales hacia la base de la ladera Norte, estos depósitos se notan también hacia el E del domo

Chaupiurco. En esta zona existen además pequeños deslizamientos de la cobertura de suelos los cuales bajan en cada época invernal.

- En la zona de Papallacta existen depósitos coluviales adosados a la pared de la Serie Tablones, estos depósitos tapan en parte a los flujos de lava y brechas de la zona.

Los depósitos aluviales están distribuidos en toda el área de estudio en el fondo de todos los valles y quebradas, principalmente en zonas con pendientes suaves en donde han logrado acumularse. Los depósitos más grandes de esta unidad se encuentran a lo largo de los dos ríos más grandes de la zona, estos son el Río Tambo y Tumiguina. Se han formado pequeñas terrazas aluviales en los sectores que preceden a la desembocadura de una laguna, esto existe en las lagunas: Papallacta, Tumiguina, De Palos y Cojanco.

Casi la totalidad de cuerpos rocosos están cubiertos por una potente capa de suelos que alcanza en algunos sectores un espesor de 5 m. Los suelos de la zona son bien desarrollados y presentan una estructura típica en varios horizontes. Algo notorio es la presencia de una capa entre 5 y 15 cm de espesor de ceniza color beige, se encuentra a no más de 10 cm de la superficie y tiene una amplia distribución a lo largo de toda el área. Cubre casi todos los depósitos dentro y fuera de la caldera. Mineralógicamente esta ceniza tiene como componentes biotita dorada, plagioclasas y algo de anfíbol. La ceniza pertenece a una erupción del Volcán Quilotoa de hace 850 años (Hall y Mothes, 1987).

**Petrografía.-** Los depósitos coluviales y derrumbes son polilitológicos. Son depósitos matriz soportado constituidos por clastos angulares de composición de acuerdo al lugar de proveniencia. Estos depósitos son matriz soportado constituidos por clastos de tamaño menor a 50 cm, la matriz es constituida en gran parte por suelos y también por los mismos componentes líticos en fracciones de tamaño menor. Los depósitos no están consolidados.

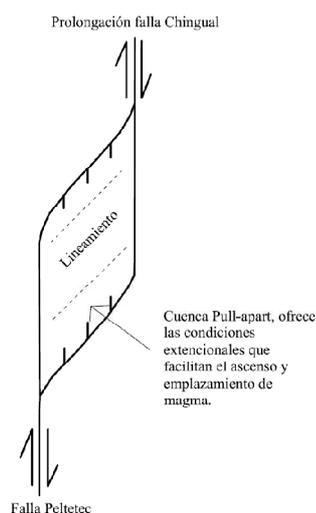
Los depósitos aluviales están constituidos por cantos rodados de variados tamaños, alcanzan un máximo espesor de 1m. Los componentes son polilitológicos y depende de los lugares por los que un determinado drenaje va

arrastrando el material. La matriz es principalmente de tamaño de arena y grava. Los depósitos no están consolidados.

**Relaciones estratigráficas y potencia.-** Los depósitos coluviales y derrumbes sobreyacen generalmente a las laderas de la roca fuente del deslizamiento, su espesor no sobrepasa las decenas de metros. Los depósitos aluviales cubren a los productos volcánicos y materiales a los que un determinado drenaje sobreyace, el espesor es muy variable, desde pocos centímetros hasta 3 m.

### 3.4. RASGOS ESTRUCTURALES Y TECTÓNICA.

Como hipótesis de trabajo se propone que la caldera se construye sobre una zona controlada por fallas regionales aproximadamente N-S y NNE, correspondientes a la Falla Peltetec al Oeste y a una prolongación de la falla Chingual al Este. Estas presentan cizallamiento dextral y localmente generarían un ambiente extensional tipo pull-apart, el cual crea condiciones para el ascenso de magma y formación de la caldera (Fig. 3.22). La falla Peltetec en el occidente representaría el borde estructural de la caldera y estaría representado por el alineamiento de los domos San Clemente, Yanaurco, los volcánicos Singunay, Plaza de Armas y Tabla Rumi.



**Figura 3.22 Ambiente tectónico regional de la caldera (se encuentra entre dos sistemas de fallas mayores Peltetec y Chingual).**

En el área de estudio existen varios lineamientos definidos por la topografía actual de la zona y generados por el alineamiento de escarpes, drenajes, cuchillas, centros

de emisión, fuentes termales y deslizamientos. De los lineamientos presentes, se distinguen tres sistemas de acuerdo a su orientación; estos son el Sistema Nororiental, Sistema Noroccidental y Sistema E-W. Fuera del área de estudio se diferencia también un alineamiento N-S que une varios centros de emisión como son el del flujo de lava Yarangala al Norte, el Cerro Potrerillos y el del flujo de lava Sucus. Se podría alinear también el centro de emisión del flujo Papallacta y el domo del Volcán Chusalongo.

#### **3.4.1. SISTEMA NORORIENTAL.**

En imágenes satelitales y fotografías aéreas se identifican dos grandes lineamientos que siguen una tendencia NE y corresponden a los ríos Tambo y Tumiguina, los cuales se disponen aproximadamente paralelos entre sí.

- El lineamiento a lo largo del Río Tumiguina tiene una orientación N55E, es distinguible desde el sector de Papallacta en el E hasta la Q. Sunfohuaycu en el W, posiblemente puede prolongarse bajo lo que hoy es el Plaza de Armas. A lo largo de este lineamiento se separan las secuencias volcánicas de la Serie Tablones hacia el Sur, de las rocas de relleno de la caldera hacia el Norte, formándose escarpes abruptos hacia la pared sur. Este lineamiento representaría el borde estructural sur de la Caldera Chacana. De acuerdo a esta interpretación, el lineamiento correspondería a una falla normal, en donde la parte del Norte desciende. Debido a que las rocas están afectadas por las glaciaciones y presentan una potente cubierta de suelos con una densa vegetación, no se encontró evidencias que muestren que este lineamiento es una falla. Dos diques del sector del bypass de Papallacta se alinean aproximadamente con esta tendencia.
- El Río Tumiguina forma un lineamiento de dirección N50E, que se lo identifica desde la Comunidad de El Tambo en el Este hasta el límite con el borde topográfico en el W; posiblemente prolongándose hacia el NE hasta el borde topográfico este de la Caldera. A lo largo de este lineamiento están las fuentes termales de Cachiyacu y posiblemente las de Jamanca en el Valle El Tambo. En el borde topográfico (Sur del Predicador) existe un pequeño flujo

de lava que entra en la caldera, cuyo centro de emisión es aparentemente relacionado con este lineamiento. No se tiene evidencias para determinar si se trata de una falla con componente normal o inversa, pues la zona está afectada por glaciaciones, además presenta una potente capa de suelos y pajonales que las cubre.

- En imágenes satelitales y fotografías aéreas se identifica un pequeño lineamiento de dirección N60E en el cerro Cojanco. En el campo no se identifican evidencias que demuestren que este lineamiento corresponde a una falla, sin embargo, su límite NE corresponde al centro de emisión de un flujo riolítico de la Unidad 17. A 300 m hacia el Sur de este lineamiento está el centro de emisión del flujo de lava Papallacta.
- En el sector suroriental de la caldera, el contacto entre las rocas volcánicas del flanco exterior de la caldera y los metamórficos se propone que es fallado. Correspondería a una falla de dirección N10E, aparentemente normal.

### **3.4.2. SISTEMA NOROCCIDENTAL.**

En este sistema se agrupan cuatro lineamientos, los cuales son descritos a continuación:

- En el valle del río Tambo, en la ladera norte del valle existe un lineamiento N70W, que se distingue desde el sector de Papallacta en el E hasta el flujo de lava Sucus en el W. Separa los domos riolíticos y dacitas negras en el Norte de depósitos coluviales en el Sur. Aparentemente se trata de una falla normal aproximadamente vertical, en donde, la parte sur descende. Las fuentes termales de Jamanca podrían estar relacionadas con esta falla. En la margen sur de los domos se forman escarpes bastante abruptos y existen pequeños deslizamientos hacia el Sur, los que podrían estar relacionados con esta falla.
- Existe un lineamiento de dirección N50W que pasa al pie del domo Ventanillas, prolongándose hacia el NE a través de los flujos del Singunay y se alinea con el valle de la Q. Encañada; hacia el Sur se lo identifica hasta el

cerro Cojanco. En el área de estudio no se tiene evidencias que demuestren que este lineamiento sea una falla, sin embargo, Carrasco (1987) reporta una falla normal vertical en la Q. Encañada, en donde el bloque del W desciende. En el Cerro Cojanco el lineamiento se prolonga hasta el centro de emisión del flujo Papallacta. Sí se prolonga este lineamiento hacia el SE, coincide con un domo y un centro de emisión en el borde topográfico de la Caldera.

- Al W de los domos San Clemente y Yanaurco se distingue un lineamiento de dirección N30W, cuyo tazo va desde el domo Yanaurco en el Norte hasta el Sur del domo San Clemente, en donde existe un dique con direcciones coincidentes con la dirección del lineamiento. Las fuentes termales de Cachiyacu pueden estar asociadas con esta posible falla, así como las existentes al W del domo Yanaurco. Al W del domo San Clemente existe una brecha hidrotermal. Existe una zona de alteración hidrotermal a lo largo de este lineamiento entre el NW del domo San Clemente y el W del domo Yanaurco. No se encontraron evidencias en campo que demuestren si la falla tiene una componente normal o inversa.
- Existe un pequeño lineamiento de dirección N30W a lo largo del Río Suco 1, que representa en parte el borde W del flujo de lava Sucus, se lo identifica desde el valle del Río Tambo.

### **3.4.3. SISTEMA E-W.**

Utilizando imágenes satelitales y fotografías aéreas se diferencian varios lineamientos de dirección aproximada E-W, los cuales son descritos a continuación:

- Entre el domo San Clemente y el Plaza de Armas, existe un lineamiento de dirección aproximada E-W. Se lo identifica desde el Río Tumiguina en el E hasta el borde topográfico de la Caldera en el W. A través de este lineamiento son cortadas las terrazas de morrenas al Norte del Plaza de Armas. Correspondería a una falla normal, en donde el bloque del Norte desciende. En el borde topográfico W de la caldera existe un centro de emisión aparentemente relacionado con esta falla.

- En imágenes satelitales se diferencia un lineamiento de dirección N86W a partir de la Laguna Tumguina en el E hasta el borde topográfico de la caldera en el W, pasando al pie N del domo San Clemente. El lineamiento afecta también a la serie Tablones y corresponde a una falla normal en donde el bloque del Norte descende. La morfología sugiere ligera componente transcurrente dextral. Al Norte del domo San Clemente existen pequeños deslizamientos posiblemente asociados con esta falla.
- En el valle del Río Tambo, al W de la Laguna Papallacta se distingue un lineamiento con una dirección N87W. Se encuentra hacia el pie norte del Cerro Cojanco. Asociada con esta falla estarían varias fuentes termales presentes a lo largo del Valle El Tambo. No se tiene evidencias que demuestren si esta falla tiene una componente normal o inversa.

### **3.5. ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN.**

Existen varias zonas de alteración hidrotermal distribuidas en toda la caldera tanto en el Norte, Centro y Sur de esta. La alteración hidrotermal afecta a las rocas que están afuera, en el borde y en el interior de la caldera.

#### **3.5.1. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES.**

En el Suroeste de la caldera existe una amplia zona de alteración hidrotermal que afecta a unidades de diferentes periodos. Esta zona de alteración ocurre en el Sur desde Tabla Rumi hasta gran parte del lado Oeste del Plaza de Armas, observándose que las unidades de la serie tablones también están afectadas.

- En Tabla Rumi (U18) la alteración hidrotermal está presente únicamente en el sector NW. Afecta únicamente a las rocas de la unidad TR1. Se caracteriza por la presencia de clorita y un vetilleo milimétrico de calcita en direcciones variadas, por lo que se la clasifica como una alteración propilítica. La alteración produce bajo grado de mineralización con

presencia solamente de pirita fina diseminada (muestra CH-266, Anexo 6). Presenta valores anómalos de Zn y Mn (Anexo 6) con respecto a los otros sitios.

- La alteración presente al NE del Plaza de Armas (U19) afecta únicamente a un flujo riolítico (PA2). Las rocas alteradas presentan un color blanquecino y están altamente lajadas. Las rocas están afectadas por silicificación argilitización, y esto afecta irregularmente en los diferentes sectores. Existen lugares en los que la textura de la roca y su mineralogía han sido borradas completamente (muestra CH-81), mientras que en otros lugares el grado de alteración es menor. Se identifica una segunda fase de alteración de bajo grado (propilítica), con la presencia de minerales como esmectita y clorita. La alteración produce mineralización únicamente de pirita tanto en vetillas milimétricas como diseminada. Presenta valores anómalos con respecto a las otras muestras de Pb y Ba y un empobrecimiento en Co (Anexo 6).
- Las secuencias volcánicas de la Serie Tablones también están alteradas entre el Plaza de Armas y El Predicador. Presentan una disminución en el grado de alteración hacia el Norte. Las rocas en este sector son de color blanco. La alteración afecta irregularmente a las rocas, en algunos casos borrando la textura del protolito casi en su totalidad por silicificación y argilitización, mientras que en otros lugares la roca está aparentemente fresca. Se nota también una segunda fase de alteración propilítica con la presencia de vetillas milimétricas de calcita, clorita y esmectita. La mineralización es de pirita fina diseminada.

En el sector de Cachiyacu existen dos zonas de alteración hidrotermal, al NW del domo San Clemente y al W del domo Yanaurco.

- Al Oeste del domo San Clemente (U23) existe una brecha hidrotermal. Las rocas presentan una textura brechosa con clastos angulares y subangulares con soporte de matriz. Los líticos representan el 50 % de la roca y son líticos silicificados (20%); andesita porfirítica (10%); dacita (12%); riolita (8%). La matriz representa el

50 % de la roca y está conformada por sílice (20%); líticos (12%); arcilla (8%); plagioclasa (6%); óxidos (2%); opacos (1%); anfíbol (1%).

El cemento de la roca es sílice. La matriz es algo vesicular lo que indica que hubo gases en su formación. Hubo un primer pulso hidrotermal que formó a la brecha y silicificó algunos de los clastos. Los bordes de los clastos están rellenos con estibnita, lo que indica que luego de formarse la brecha existieron nuevos pulsos hidrotermales que alteraron y mineralizaron a la roca (muestras CH-9B, 30; Anexos 4 y 6). Esta brecha presenta anomalías con respecto a las otras muestras de Mo, As y una muy marcada anomalía de Sb con valores que sobrepasan los 2000 ppm.

En el sector de las fuentes termales existen pequeñas terrazas de carbonatos actuales formadas por la depositación de las aguas.

- Siguiendo el mismo lineamiento de la zona de alteración de la brecha en San Clemente, al Oeste del Domo Yanaurco (U23) existe una pequeña zona de alteración con la presencia de rocas silicificadas y locales vetillas milimétricas de calcita. La mineralización se caracteriza por la presencia de minerales de arsénico relleno algunas vesículas y vetillas, también tiene pirita fina diseminada y en vetillas (muestra CH-32, Anexos 4, 5 y 6). Presenta una marcada anomalía de As y Sb y ligeramente de Au (Anexo 6) con respecto a los otros sitios alterados.

En los lugares de las fuentes termales existen terrazas de carbonatos formadas por la depositación actual de los fluidos.

En el Valle El Tambo tanto en las laderas Norte y Sur, a lo largo de la carretera Interoceánica y de la carretera antigua, existe una zona de alteración en las rocas de la Unidad 14 y 17. La alteración se caracteriza por presentar una primera fase silíceo con la inclusión de varias vetillas de sílice y ligera silicificación, con presencia de ópalo y esmectita. Una segunda fase de alteración propilítica es caracterizada por la presencia de abundante pirita diseminada, esmectita y vetillas de calcita en direcciones variadas (muestra CH-287, Anexo 6). En el cerro Cojanco la mineralización presente es únicamente pirita fina diseminada. La pirita está altamente oxidada dando una coloración ocre a los afloramientos. En los domos de la loma Baños existen vetillas de ópalo de color gris oscuro y rosado.

Las rocas presentan anomalías de Ni y Cr con respecto a las otras zonas. Existen pequeñas terrazas de carbonatos formadas por depositación de fuentes termales actuales.

En el sector sur de la laguna Tumiguina existe una pequeña zona de alteración, se caracterizada por presentar vetillas milimétricas de calcita y ligera presencia de pirita diseminada (muestra CH-123, Anexos 4, 5 y 6).

En la cumbre del cerro Cojanco, las rocas están ligeramente propilitizadas. Tienen minerales como esmectita, pirita fina diseminada, clorita, vetillas milimétricas de calcita en direcciones variadas (muestra CH-70, Anexo 6). Algo característico es que presentan vetillas menores de 2 mm de sílice translúcido claro y de color rosado con disposición vertical. Existen algunas zonas en donde las rocas están ligeramente silicificadas. Las rocas presentan valores anómalos de V, Cr y Ba en relación a las otras zonas.

En el bypass de la carretera Papallacta aparecen diques anulares que presentan ligero grado de alteración propilítica. Los minerales presentes son esmectita, arcillas, vetillas de cuarzo y clorita. La alteración afecta solamente a los diques y a la autobrecha de su alrededor.

Las rocas de la brecha Mogotes (unidad 16) presentan una tonalidad de color verdusco debido a que han sufrido alteración propilítica. La alteración se distingue en el Valle El Tambo y en la escombrera de la salida del Túnel Quito. La alteración está presente tanto en la matriz como en algunos de los líticos (muestras CH-288, CH-290; Anexos 4, 5, 6). En la matriz existen minerales de alteración como pirita diseminada, clorita y esmectita. Algunos clastos están silicificados y otros propilitizados, lo que indica que existieron varias fases de alteración. La brecha en general presenta vetillas de ópalo bandeado y de calcita de hasta 2 cm con direcciones variadas. Presentan anomalías en Sr, V, Ga.

### 3.6. HISTORIA GEOLÓGICA.

La historia geológica se presenta en esta sección, ya que la misma está basada principalmente en edades relativas en base a relaciones estratigráficas, observaciones de campo y la caracterización petrográfica realizada en este capítulo. Los datos de edades absolutas son tomados de los trabajos de Hall y Mothes, 2001 y Hall & Mothes, 2008. En esta sección se resume las principales conclusiones encontradas en cada unidad y se propone una secuencia en su depositación.

La Caldera Chacana está construida en la Cordillera Real, en la provincia riolítica ecuatoriana. Su núcleo son rocas metamórficas de edad paleozoica y mesozoica cubiertas por rocas volcánicas de edad neógena. En la Cordillera Real existe un hiato hasta la depositación de la Fm. Pisayambo a aproximadamente 6 – 8 Ma. Posterior a estos depósitos se asume la presencia de un campo volcánico (grupo o “*cluster*” de volcanes) andesítico, como lo conceptualiza Lipman (2000), el cual representaría las fases iniciales y poco evolucionadas de cámaras magmáticas que posteriormente habrían dado lugar a la Caldera Chacana.

La Caldera Chacana está construida sobre un basamento metamórfico Pz-Mz en su zona central y este, mientras que el basamento de los flancos occidentales son las rocas oceánicas no expuestas del Terreno Pallatanga de edad cretácica. La caldera se construye sobre una zona controlada por fallas regionales transcurrentes dextrales aproximadamente N-S y NNE, correspondientes a la falla Peltetec al Oeste y a una prolongación de la falla Chingual al Este. Al presentar cizallamiento dextral localmente generarían un ambiente extensional tipo pull-apart, el cual facilitaría las condiciones para el ascenso de magma y formación de la caldera.

Se estima que la caldera inició su actividad hace aproximadamente 2,7 Ma (Hall y Mothes, 2008) con la construcción de la serie Tablones que está constituida por varias secuencias de andesitas, dacitas y riolitas. Su formación terminó hace 0,8 Ma con el colapso y formación de la caldera. La emisión de grandes volúmenes de magma riolítico dio origen a las superficies actualmente conocidas como

Tablones. Durante la formación de la serie Tablones existieron al menos tres ciclos evolutivos, en donde cada ciclo presenta variaciones en la composición de sus productos desde composiciones intermedias a ácidas.

Varios diques anulares se encuentran en la zona de Papallacta y en el Valle Carihuaycu, los mismos que representan las estructuras y fallas que limitan el hundimiento de la caldera, es decir su borde estructural.

El colapso de la caldera produjo una depresión que inicialmente fue rellenada por brechas y rodados de las paredes del borde topográfico, y por ignimbritas sincolapso. Posteriormente, la caldera fue rellenada por secuencias volcánicas de andesitas y dacitas negras, seguidas de un ambiente tranquilo con la depositación de sedimentos lacustres. Los sedimentos tienen una disposición grano creciente indicando que el ambiente cambiaba de menos energético a más energético. Las lavas andesítico-dacíticas negras presentan edades entre 1,9 – 0,45 Ma (Hall y Mothes, 2008). Esto indica que su depositación fue cogenética con la construcción de la Serie Tablones, sugiriendo que durante cada período evolutivo de la caldera pudo existir un nuevo colapso, siendo el último el de 0,8 Ma.

La presencia de sedimentos lacustres en las partes altas de la caldera evidencia un proceso de resurgencia, posiblemente causado por la intrusión de magma evolucionado con forma de sill y/o lacolito. Se estima que los depósitos de relleno fueron levantados en una altura aproximada de 500m. Evidencia de la intrusión de magma es también la presencia de domos riolíticos tempranos (Domos de la Loma Baños y Cojanco) y la brecha freatomagmática Mogotes (Diatrema), la cual podría representar a una ignimbrita pasmada en profundidad.

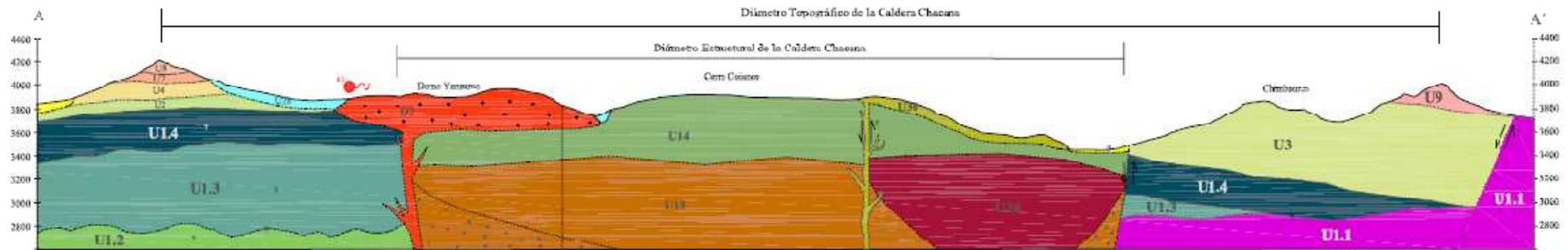
Existe un hiato hasta los 240 ka, en donde se inicia un período de intensa actividad con la construcción de varios edificios volcánicos (Tabla Rumi, Plaza de Armas y Chusalongo). Se producen también pequeños flujos de lava ubicados sobre las rocas del flanco exterior de la caldera y en el borde topográfico. En el interior de la caldera se depositaron domos, domos-colada y flujos de lava de composición dacítica y riolítica. Se producen también erupciones explosivas plinianas (Pifo A y Pifo B), ignimbritas (Burrochupa) y la extrusión del flujo de obsidiana de Yarangala (fuera del área de estudio) hace 180 ka (Hall y Mothes,

2008). El flujo de lava del río Quijos al SE de la zona con 211 ka (Hall y Mothes, 2008) podría estar relacionado con el Chacana. Otra gran erupción riolítica ocurre hace 211 ka aproximadamente 40 km al Sur, en la Caldera Chalupas (Beate et al., 2006).

Durante el período 160 a 40 ka no se reporta actividad en la caldera. A partir de 40 ka ocurren varios flujos andesíticos y dacíticos tanto en el flanco, en el borde como en el interior de la caldera. Dentro de la zona de estudio, el flujo de lava Sucus y dos flujos presentes en el bypass de Papallacta pertenecen a este período.

Los últimos eventos volcánicos de la Caldera Chacana corresponden a la emisión de dos flujos andesíticos históricos de Pinantura y Papallacta. Estos se depositaron en 1728 y 1773, respectivamente (Hall y Mothes, 1991).

Lipman (1997, 2000) presenta elementos estructurales y morfológicos para un modelo de caldera dentro de los cuales incluye borde topográfico, paredes internas, fallas en el borde, piso estructural de la caldera, relleno intracaldera y una cámara magmática o plutón solidificado. El borde topográfico de la caldera dentro de la zona de estudio corresponde al sector de Quincharrumi en el Oeste y Sureste, y al sector de Chimbaucú en el Sur. El borde estructural está marcado por la presencia de diques anulares (Papallacta), fallas y varios centros de emisión alineados ubicados a pocos kilómetros hacia el interior del borde topográfico de la caldera. En el Sur el borde estructural está representado por una falla NE-SW a lo largo del Río Tumiguina. Hacia el Oeste el borde estructural representaría el alineamiento del domo San Clemente, Yanaurco y Singunay. Los sedimentos evidencian la resurgencia de la caldera. Los sedimentos están bien expuestos en el sector de La Virgen y dentro de la zona de estudio se prolongan hacia el Valle El Tambo, en donde están estratificados y presentan secuencias grano crecientes.



**Figura 3.23** Esquema en el que se muestran los elementos de la Caldera de Chacana y su disposición en profundidad (Leyenda en el Anexo 1 – Mapa Geológico).



## **CAPÍTULO 4**

### **4. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS.**

#### **4.1. INTRODUCCIÓN.**

Los datos utilizados para la realización de este capítulo corresponden a datos que fueron utilizados previamente en un informe técnico (Beate et al., 2009), por lo que dicho informe constituyó una buena base para la redacción de este capítulo. En este capítulo se hace una descripción más detallada y se considera una nueva clasificación de los grupos de rocas, se presenta de esta manera nuevas y mejor sustentadas conclusiones.

Se ha realizado un total de 40 análisis químicos de rocas frescas sin signos de alteración o meteorización mayores, tomadas en las distintas unidades que conforman la caldera Chacana, tanto del flanco exterior como de las rocas que constituyen el relleno de la caldera. Se ha considerado además los edificios volcánicos de los alrededores como son Tabla Rumi, Plaza de Armas, Chusalongo y Antisana. Las rocas fueron enviadas a los laboratorios ACME Labs de Vancouver - Canadá para su análisis geoquímico. Se dispone de análisis de elementos mayores y de elementos en trazas. El contenido de óxidos fue determinado a través de ICP-AES (Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry) analizado en 0,2 g de muestra, mientras que el total de elementos en traza fue determinado en 0,2 g de muestra por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry). Adicionalmente 0,5 g de muestra fueron digeridos en Agua Regia y analizados por ICP-MS para medir las concentraciones de los metales base y metales preciosos.

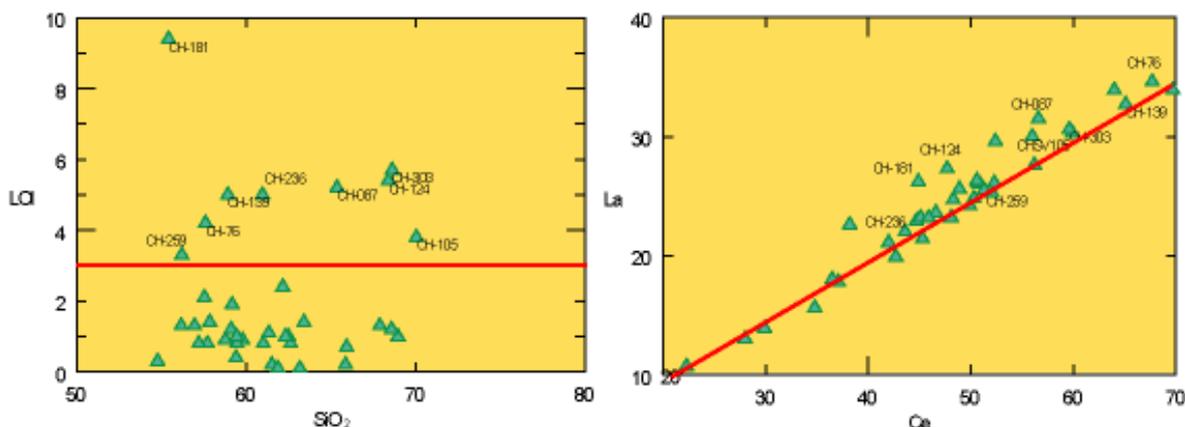
Se incorporaron además dos análisis químicos tomados de Chiaradia (2009) correspondientes a los flujos de lava históricos Papallacta y Pinantura. Se ha incluido una muestra del complejo volcánico Iliniza considerada como una adakíta típica del arco ecuatoriano (Hidalgo et al., 2007), y una roca del Pululagua

(Chiaradia et al., 2009) que presenta características de rocas “normales” de arco, como referencias para compararlas con las rocas de la zona.

Una tabla con los datos de los análisis geoquímicos de rocas, con el contenido de óxidos y de elementos traza se presenta en el Anexo 6.

De todos los análisis químicos, un grupo de 8 muestras no serán consideradas en las interpretaciones debido a que su LOI (Loss on ignition) presenta valores superiores a 3 (Figura 4.1), el cual es indicativo de un alto grado de alteración. La muestra CH-105, a pesar de tener un valor superior a 3, sí se la utiliza para las interpretaciones ya que su contenido de  $\text{SiO}_2$  es elevado ( $> 70$  wt.%), y en consecuencia el alto LOI puede ser resultado de su alto grado de diferenciación y en menor grado representaría alteración.

Para discriminar los análisis que representan un origen o procesos petrogenéticos comunes, se utilizó la relación La vs Ce (Figura 4.1). De acuerdo a esto se obtiene una muy buena correlación, excepto en algunas de las 8 muestras que presentan valores de LOI superiores a 3.



**Figura 4.1 Relaciones LOI vs.  $\text{SiO}_2$  (wt. %) y La (ppm) vs. Ce (ppm). Los valores superiores a 3 de LOI no serán considerados en las futuras interpretaciones, estas muestras son: CH-259, CH-76, CH-236, CH-181, CH-124, CH-139, CH-87, CH-303.**

El contenido en porcentaje en peso de los óxidos mayores de las rocas consideradas para las interpretaciones y descripciones, han sido normalizados al 100% sin considerar el LOI.

## 4.2. DEFINICIÓN DE LOS GRUPOS DE ROCAS.

Para la descripción e interpretación geoquímica, las rocas han sido clasificadas en varios grupos, considerando su petrografía y estratigrafía presentadas en el capítulo 3. Estos grupos de roca podrían representar diferentes series magmáticas en la caldera (cf. Cap. 3). Los datos disponibles se han clasificado en Serie Tablones (flanco exterior de la caldera), Unidad 14 (andesitas-dacitas negras), Unidad 18 (Tabla Rumi), Unidad 19 (Plaza de Armas), Unidad 20 (Chusalongo), actividad intracaldera entre 240 – 211 ka (Domos, flujos, Singunay), Unidad 26 (flujos de lava andesíticos y dacíticos), Unidad 27 (volcánicos Antisana), Unidad 30 (flujos de lava históricos Pinantura y Papallacta). Las características estratigráficas y petrográficas se presentaron en el capítulo 3.

### 4.2.1. CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS.

Las rocas de la zona de estudio presentan un amplio rango composicional que va desde andesitas basálticas hasta riolitas (54,9 – 72,8 wt. % SiO<sub>2</sub>), según la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976) (Fig. 4.2). Esta variación composicional se observa tanto en las rocas que forman el flanco exterior de la caldera, en aquellas que forman el relleno de la misma como en los edificios construidos en las márgenes de la caldera.

Las rocas de la *Serie Tablones* presentan composiciones que van desde andesitas hasta riolitas, sin embargo, la mayoría son andesitas (56,9 – 58,8 wt. % SiO<sub>2</sub>) y corresponden a flujos de lava extruidos en diferentes períodos de tiempo. Las rocas se ubican en el campo de medio y alto-K, siendo las más recientes las más enriquecidas en K.

La *Unidad 14* presenta rocas con composiciones andesíticas y dacíticas (59,7 – 64,3 wt. % SiO<sub>2</sub>) y se ubican en el campo de medio-K.

El *Tabla Rumi (Unidad 18)* presenta un amplio rango composicional en sílice (59,3 – 66,4 wt. % SiO<sub>2</sub>) y presenta composiciones de medio-K.

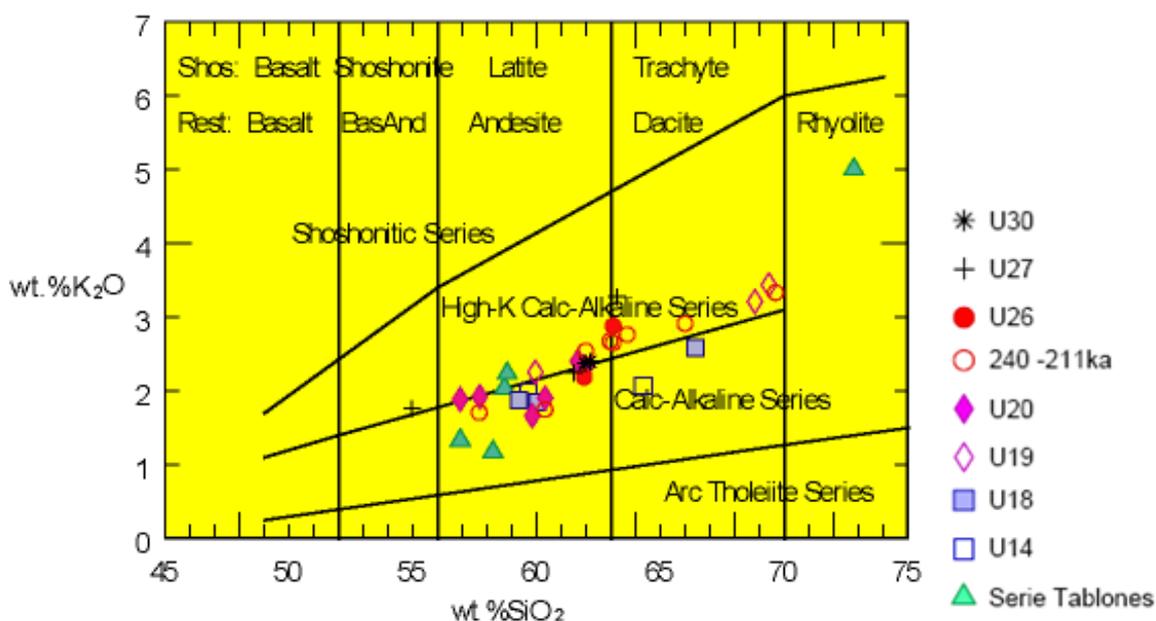
El *Plaza de Armas (Unidad 19)* presenta composiciones andesíticas a riolíticas (59,94 – 69,38 wt. %  $\text{SiO}_2$ ) teniendo incluso un flujo de obsidiana, que lamentablemente presenta un LOI demasiado elevado (5,7) y por lo tanto ha sido descartada del análisis (composición 69,38 wt. %  $\text{SiO}_2$ ). Globalmente, las rocas se ubican en el campo de alto-K.

El *Chusalongo (Unidad 20)* presenta rocas con composiciones esencialmente andesíticas (56,91 – 61,96 wt. %  $\text{SiO}_2$ ) con contenidos de mediano y alto K.

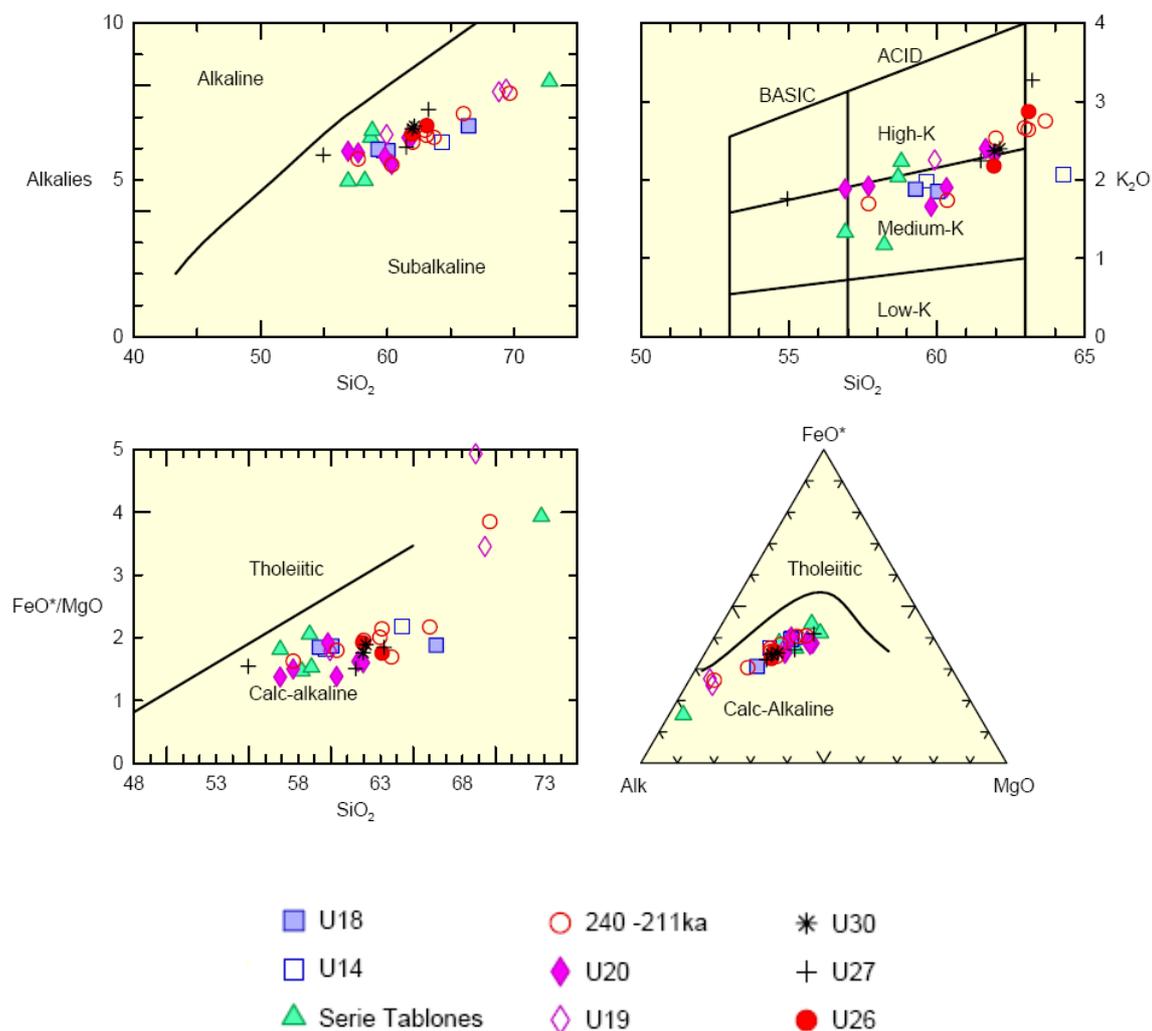
El período de actividad en la *Caldera Chacana entre 240 – 211 ka* tiene un amplio rango composicional desde andesitas hasta riolitas (57,7 – 69,7 wt. %  $\text{SiO}_2$ ), con contenidos de medio-K para los flujos del borde topográfico y de alto-K para los domos y flujos intracaldera.

La *Unidad 26* tiene rocas con composiciones andesíticas y dacíticas (61,9 – 63,1 wt. %  $\text{SiO}_2$ ) con contenidos de medio y alto-K.

Las muestras tomadas en El *Antisana (Unidad 27)* presentan composiciones desde andesitas basálticas hasta dacitas (54,9 – 63,2 wt. %  $\text{SiO}_2$ ), sin embargo, Bourdon et al., (2002), con un muestreo más detallado, presentan composiciones entre 53,2 – 66,5 wt. %  $\text{SiO}_2$ . Las muestras se ubican en el campo de alto-K.



**Figura 4.2 Diagrama de clasificación de rocas volcánicas  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  en porcentaje en peso (Peccerillo and Taylor, 1976).**



**Figura 4.3 Diagramas de clasificación: a) Irving y Barragar 1971; b)  $K_2O$  vs.  $SiO_2$ , andesitas con contenidos de medio y alto-K; c) Miyashiro 1988; d) Irvine y Barragar 1971 (AFM).**

Los flujos de lava históricos *Pinantura* y *Papallacta* (Unidad 30) presentan composiciones andesíticas (62,14; 61,96 wt. %  $SiO_2$ ) y se ubican en el límite entre medio y alto-K.

Todas las rocas analizadas en la zona de estudio presentan características típicas de rocas de arco continental con carácter calco-alcalino. Esto es evidenciado claramente en los diagramas de clasificación de Irvine y Barragar (1971) y Miyashiro (1988), que distinguen a las rocas con afinidad toleítica de las rocas con afinidad calco-alcalina (Fig. 4.3). Son rocas esencialmente subalcalinas en las que

se observa un incremento en el contenido de álcalis de las rocas más antiguas hacia las más recientes dentro de cada serie, siendo esto además congruentes con el incremento de SiO<sub>2</sub> (Figura 4.3).

En el grupo de rocas andesíticas (SiO<sub>2</sub> menor a 63%) de la Caldera Chacana, se observa que las rocas más antiguas de cada serie presentan una composición de medio-K mientras que las rocas más recientes de cada serie presentan composiciones de alto-K. El alto-K se relaciona también con el incremento de SiO<sub>2</sub>.

#### 4.2.2. ELEMENTOS MAYORES.

Las rocas del Chacana presentan un rango composicional desde andesitas basálticas hasta riolitas. En la Tabla 4.1 se presenta un resumen con los rangos composicionales de los elementos mayores en porcentaje en peso (wt. %).

**Tabla 4.1 Rangos composicionales para los elementos mayores en las rocas del Chacana, normalizados al 100% en una base libre de agua.**

Óxido	Contenido mínimo	Contenido máximo
SiO <sub>2</sub>	54,96	72,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,18	18,01
MgO	0,396	4,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,7	8,27
TiO <sub>2</sub>	0,33	1,05
Na <sub>2</sub> O	3,13	4,6
CaO	1,3	7,6
K <sub>2</sub> O	1,17	5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,4

La figura 4.4 presenta los diagramas de Harker en los que se grafican la concentración de elementos mayores en porcentaje en peso (wt. %) vs. el contenido de SiO<sub>2</sub> (wt. %).

En el diagrama de Harker para el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , globalmente con todas las muestras se observa una tendencia a disminuir con el incremento del contenido de  $\text{SiO}_2$ , la concentración de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varía entre 15,18 – 18,01 wt. %. Considerando individualmente a los grupos de rocas, las series de Tabla Rumi y el período de actividad entre 240 - 211 ka, muestran una buena correlación negativa con el incremento de  $\text{SiO}_2$ , lo que podría estar relacionado con el fraccionamiento de fases minerales que aceptan el Al en sus redes cristalinas. Para los otros grupos de rocas las composiciones aparecen agrupadas en una determinada zona sin indicar lineamientos claros. Las rocas del Antisana (U27), se alinean paralelamente a la tendencia global pero con contenidos menores de este óxido.

El MgO tiene una correlación negativa con el  $\text{SiO}_2$ , presentando contenidos entre 0,39 – 4,86 %, las rocas de los diferentes grupos evolucionan desde altos a bajos contenidos, evidenciándose diferentes líneas de diferenciación.

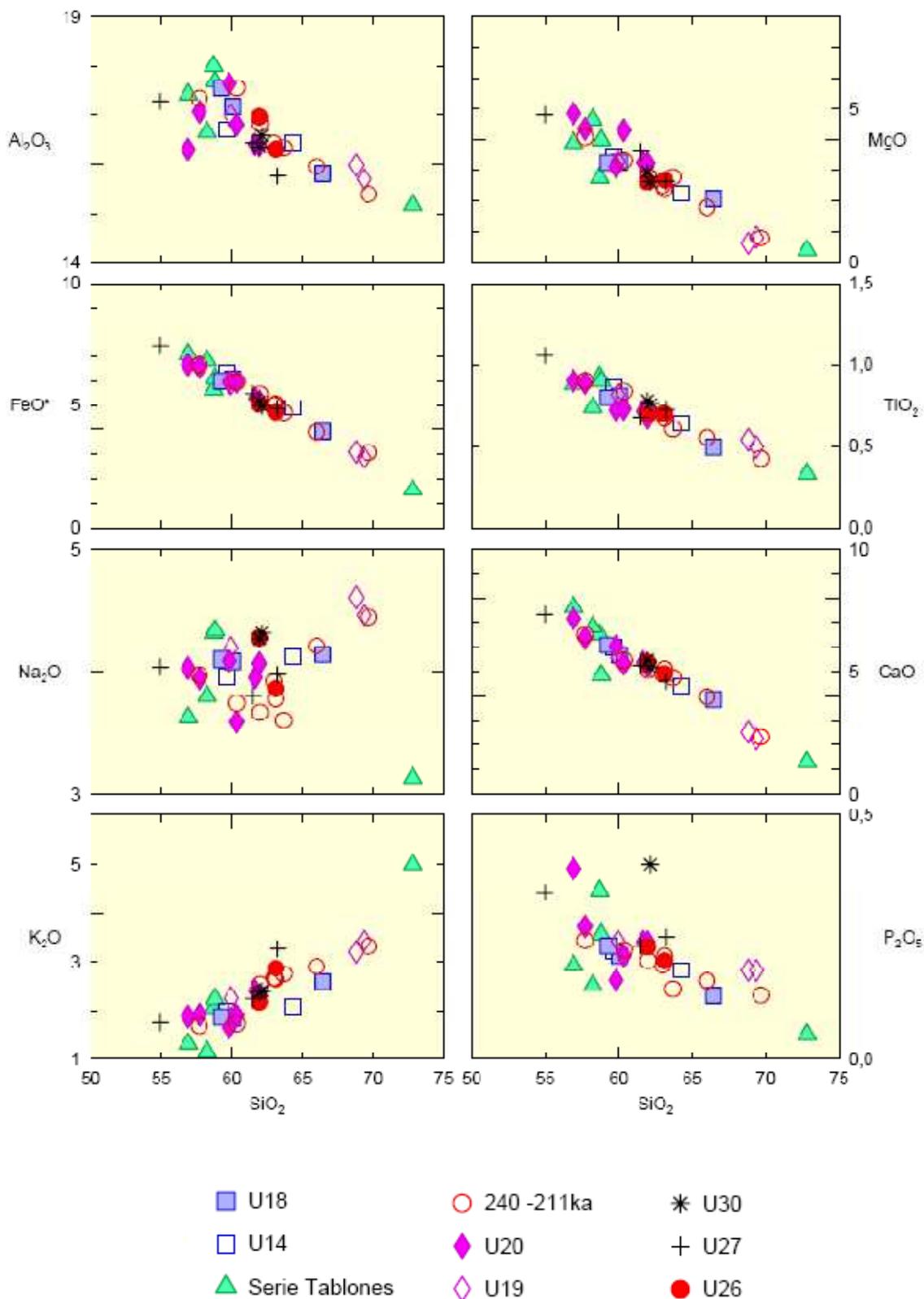
El  $\text{FeO}^*$  presenta una clara correlación negativa con respecto al  $\text{SiO}_2$ , donde las rocas de todos los grupos siguen una misma tendencia.

El  $\text{TiO}_2$  presenta una correlación negativa con respecto al  $\text{SiO}_2$ , donde las rocas de todos los grupos se alinean bajo una misma tendencia general, presenta valores entre 0,3 – 1,5 %. El valor más alto corresponde a un flujo de lava del Antisana.

No existe una clara correlación entre  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$ , más bien al contrario se observa una amplia dispersión, el  $\text{Na}_2\text{O}$  varía entre 3,1 y 4,6 %. Se nota una ligera tendencia a aumentar con el contenido de  $\text{SiO}_2$ .

El CaO tiene una clara correlación negativa, en donde las rocas de los diferentes grupos se alinean de manera similar entre sí. Presentan valores entre 1,3 – 7,6 %, la clara tendencia negativa podría indicar el fraccionamiento de plagioclasa cálcica u otras fases minerales ricas en calcio como los clinopiroxenos.

El  $\text{K}_2\text{O}$  presenta una correlación positiva con el  $\text{SiO}_2$ . Presentan valores entre 1,2 – 5,0 %. Las rocas del Antisana (U27) presentan una disposición paralela a la general pero con contenidos mayores.



**Figura 4.4** Diagramas Harker en los que se muestran graficados los valores de los elementos mayores en (wt. %) vs. el contenido de  $\text{SiO}_2$  (wt. %).

El  $P_2O_5$  presenta una ligera correlación negativa algo dispersa con respecto al  $SiO_2$ , tienen valores entre 0,05 – 0,4 %. Existe una buena correlación negativa de las rocas que pertenecen al periodo de actividad entre 240 – 211 ka, lo que indicaría un potencial fraccionamiento de apatito.

Gracias al estudio de la estratigrafía de la Caldera de Chacana (cf. Capítulo 3) se conoce que existen diferentes periodos de actividad, a los cuales debe corresponder una evolución particular. Sin embargo, en conjunto todos estos periodos están alineados en una misma tendencia, esto indica que, *a priori*, los procesos evolutivos son similares. En cada periodo, independientemente de su edad relativa, existe una evolución de andesitas a riolitas, lo que indicaría una posible realimentación de magma más básico para cada período.

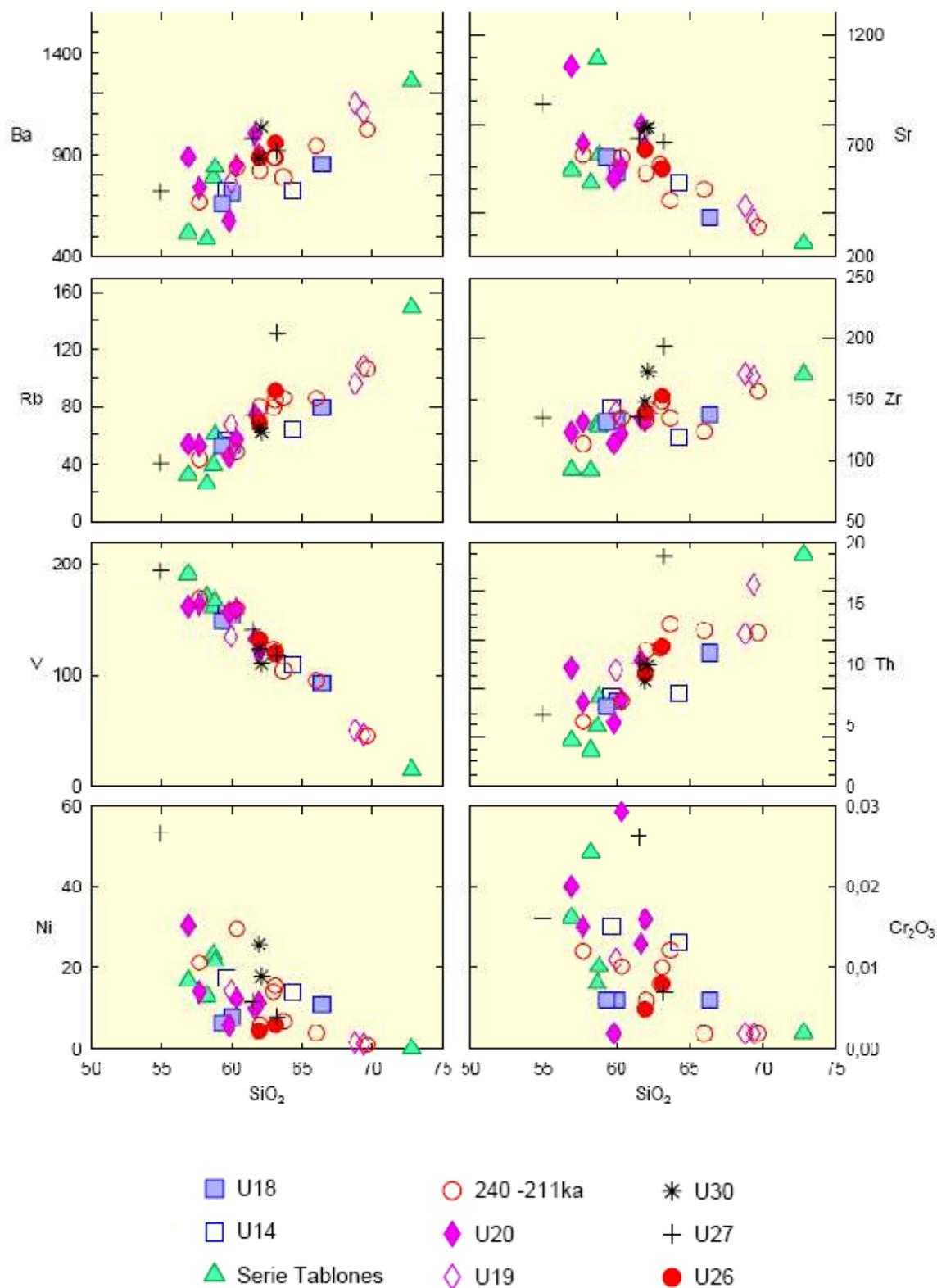
#### **4.2.3. ELEMENTOS EN TRAZAS.**

En la figura 4.5 se muestran los pseudo-diagramas Harker para algunos elementos traza cuyo contenido es expresado en ppm. Se ha incluido también al  $Cr_2O_3$  cuyo contenido se expresa en % en peso.

En el diagrama para el Ba, todas las muestras presentan una correlación positiva con el  $SiO_2$ , con valores entre 485 y 1267 ppm. La serie entre 240 – 211 ka tiene una buena correlación positiva.

Considerando a la caldera en conjunto, el Sr presenta una relación negativa con respecto al  $SiO_2$ , con un amplio rango de variación entre 259 y 1095 ppm.

El Rb tiene una buena correlación positiva con respecto al  $SiO_2$ , donde sus contenidos varían entre 25,8 – 149,6 ppm. Las rocas del Antisana (U27) presentan una disposición paralela a la tendencia general pero con contenidos ligeramente mayores.



**Figura 4.5** Diagrama en el que se muestra los contenidos de a) Ba; b) Sr; c) Rb; d) Zr; e) V; f) Th; g) Ni; h) Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; (ppm) vs SiO<sub>2</sub> (wt%).

El Zr presenta valores dispersos con el incremento de  $\text{SiO}_2$ , con valores entre 91,5 – 193,5 ppm, se nota una ligera correlación positiva. Las rocas del Antisana (U27) se separan de las demás debido a sus contenidos superiores.

El V tiene una clara correlación negativa con el incremento de  $\text{SiO}_2$ , presentando contenidos entre 15 – 194 ppm.

El Th se correlaciona positivamente con el incremento de  $\text{SiO}_2$ , con valores de 2,9 – 19 ppm, sin embargo existe algo de dispersión. Las rocas del Antisana (U27) se separan de la tendencia debido a sus contenidos superiores.

En el diagrama para el Ni existe una ligera correlación negativa con el incremento de  $\text{SiO}_2$ . El contenido más alto corresponde al Antisana (U27) con 53,4 ppm, mientras el resto de la caldera presenta valores inferiores a 30,6 ppm. Los valores son en general dispersos.

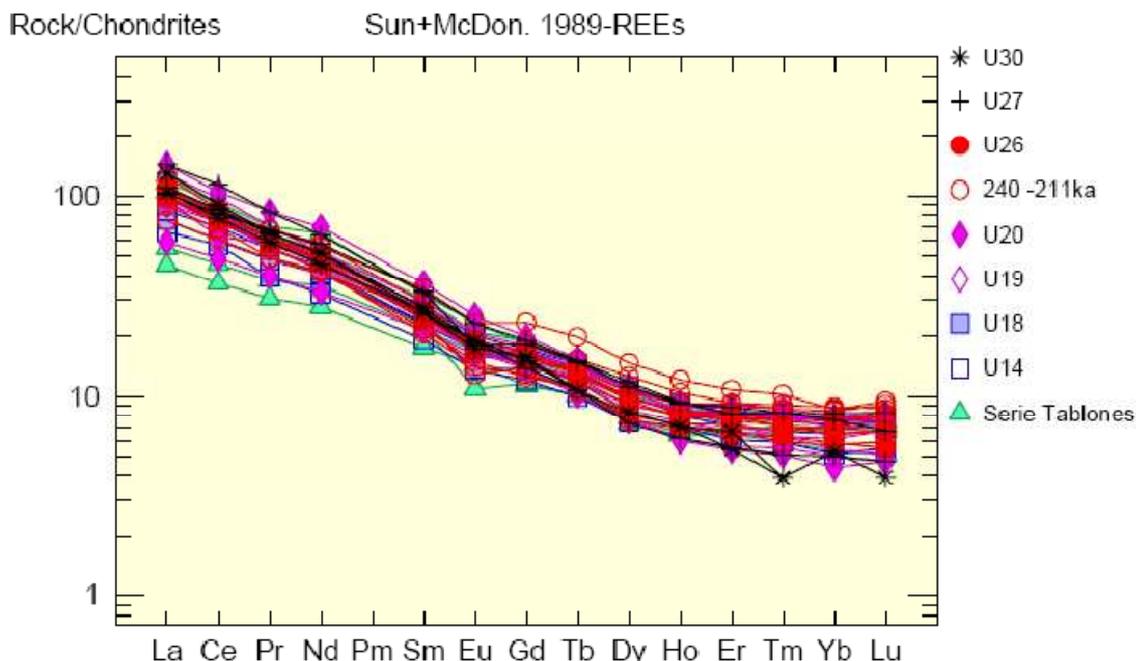
El Cr es presentado como  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y su contenido está dado en wt. %, presenta una correlación negativa con respecto al incremento de  $\text{SiO}_2$ . Los valores están algo dispersos y no muestran una tendencia bien definida.

En general la química de toda la zona presenta relaciones uniformes entre cada grupo de roca, así, se alinean de manera uniforme las rocas de cada grupo formando una misma tendencia general, lo que indica que cada serie representa procesos evolutivos similares. Las rocas del Antisana han pasado por procesos distintos, pues forman una tendencia individual paralela a la general pero con contenidos diferentes.

En los diagramas multielementos de tierras raras, normalizados a las condritas, las rocas del Chacana se alinean concordantemente en una misma tendencia indicando origen y procesos comunes.

En las figuras 4.7 y 4.8, que representan los diagramas multielementos normalizados según los valores de Sun (1980) y Sun y McDonough (1989), se observa que todas las rocas tienen una anomalía negativa de Nb y Ta, siendo ésta una característica distintiva de las rocas resultantes de volcanismo en zonas de subducción; sin embargo, en toda la zona de estudio esta anomalía negativa es algo más débil comparada con las rocas calco-alcalinas de otras regiones de

los Andes Ecuatorianos (Bourdon et al., 2003; Chiaradia et al., 2009), las que generalmente presentan menores contenidos. Se observa además que existe una anomalía positiva de U y K mientras que Ti y P presentan una anomalía negativa.



**Figura 4.6 Diagrama de Tierras Raras normalizado a condritas (Sun y McDonough, 1989).**

Las rocas de la zona de estudio son enriquecidas en LILE (Large-Ion-Lithophile-elements) K, Rb, Cs, Sr y Ba. Sobre todo el Rb, presenta mayores contenidos que en rocas calco-alcalinas de otras zonas de los Andes Ecuatorianos (Bourdon et al., 2003; Chiaradia et al., 2009). Al contrario, otros elementos incompatibles como los HFSE (High Field Strength Elements) Ti, Zr, Nb, Ta y Hf presentan anomalías negativas.

Los metales de transición (ejemplo: Cu, Zn, Cr, Ni, Co) se comportan como compatibles y se correlacionan de manera negativa con el incremento de SiO<sub>2</sub>.

Considerando a las tierras raras (figura 4.7), las rocas de la zona de estudio presentan tendencias típicas de rocas de arco continental, así, son enriquecidas en tierras raras ligeras (LREE) La, Ce, Pr y Nd; disminuyen en su contenido en tierras raras medianas (MREE) Sm, Eu y Gd, se nota un ligero pico negativo en Eu; y, son empobrecidas en tierras raras pesadas (HREE) Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu.

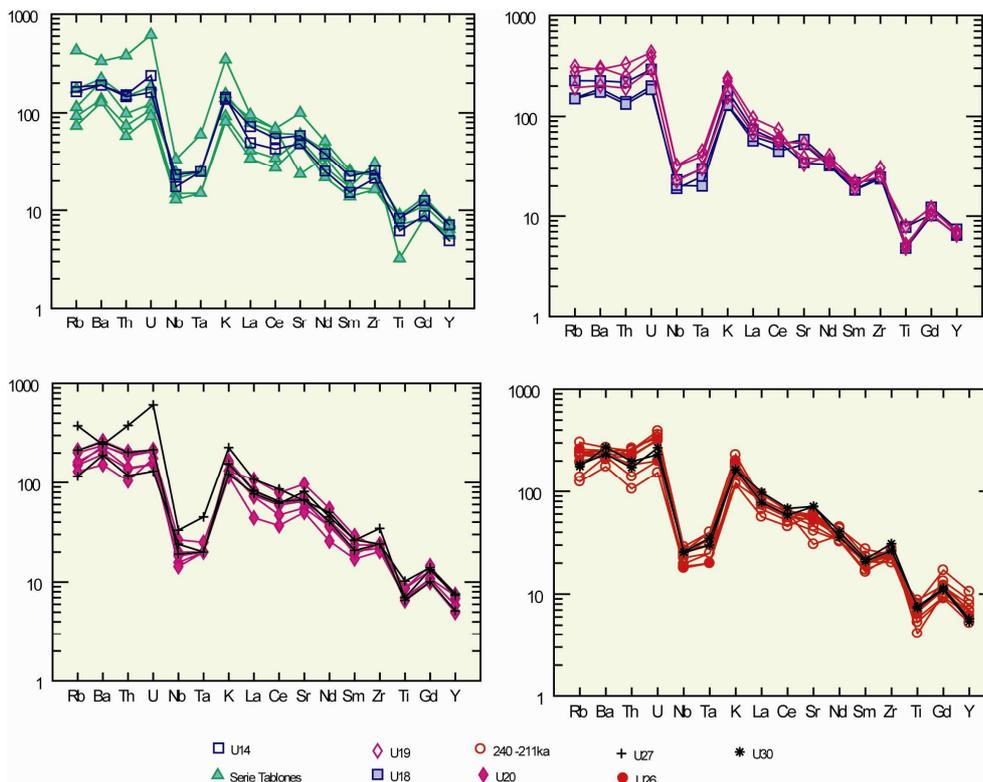


Figura 4.7 Diagrama multielementos normalizado a condrita (Sun, 1980).

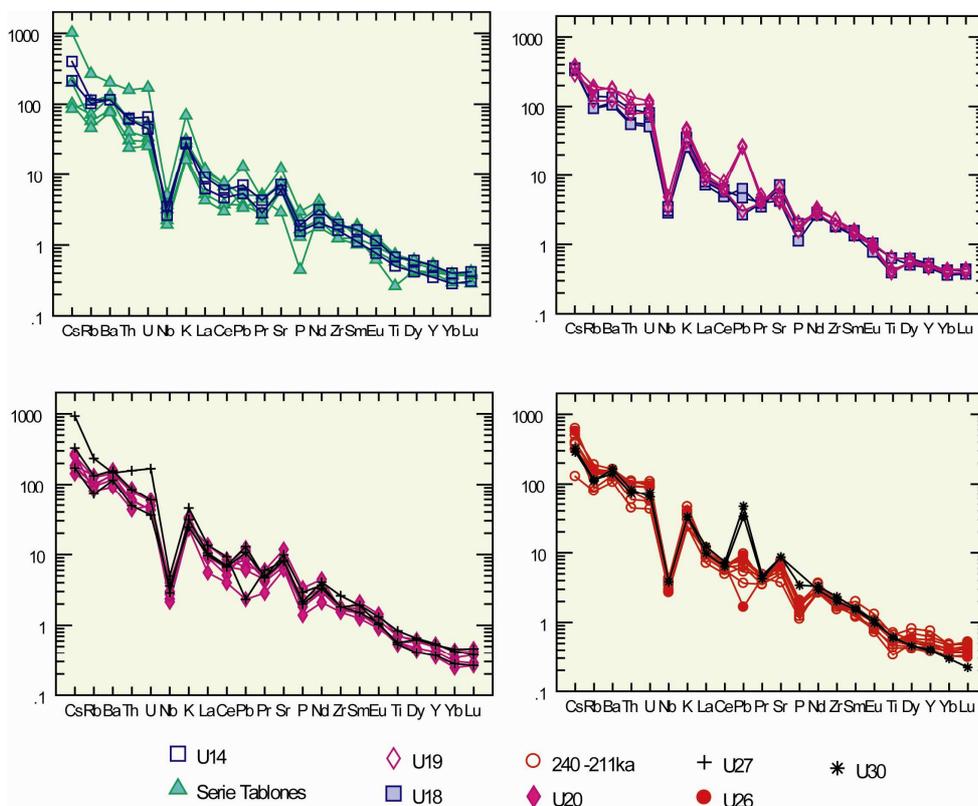


Figura 4.8 Diagrama multielemental normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989).

### **4.3. INTERPRETACIÓN PETROLÓGICA DE LOS DATOS.**

#### **4.3.1. AFINIDADES.**

Las rocas de la zona de estudio presentan características de rocas calco-alcalinas de arco continental y sus características geoquímicas varían en los diferentes grupos desde las fases poco evolucionadas a las más evolucionadas. Sin embargo, existe un grupo de rocas que presenta un carácter adakítico, mientras que otras son calco-alcalinas normales. Esta doble afinidad ya ha sido reportada en otras rocas volcánicas del arco ecuatoriano (Kilian et al., 1995; Arculus et al., 1999; Monzier et al., 1999; Bourdon et al., 2002, 2003; Samaniego et al., 2002; Garrison and Davidson, 2003; Chiaradia et al., 2004, 2009; Bryant et al., 2006; Garrison et al., 2006; Hidalgo et al., 2007; Hoffer et al., 2008).

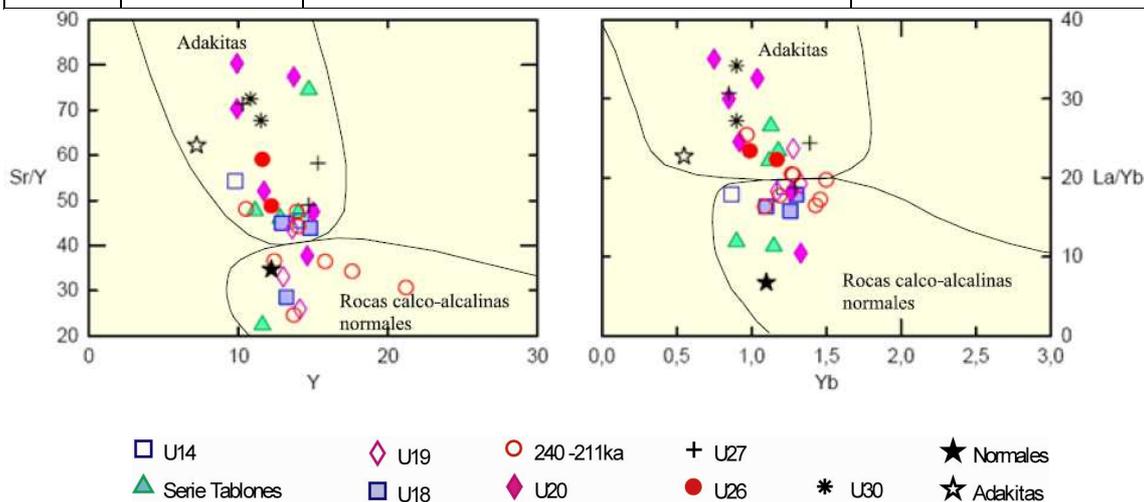
Las adakitas son definidas como rocas magmáticas con características geoquímicas particulares las cuales son resumidas en la tabla 4.2.

El origen de estas características particulares de las adakitas podría estar asociado a diferentes procesos: 1) fusión de la corteza oceánica subducida (Defant y Drummond, 1990); 2) fusión de la base de corteza continental de composición máfica (Annen et al., 2006); 3) cristalización temprana a alta presión (grandes profundidades) de granate y/o anfíbol en magmas hidratados (Muntener et al., 2001); y/o, 4) fusión parcial de una fuente refractaria que ha sido metasomatizada en el manto y subsecuente diferenciación del magma así generado (Defant y Drummond, 1990).

La clasificación de las rocas como adakíticas o como rocas “normales” de arco se presenta en la figura 4.9, en la que se ha incluido una muestra del complejo volcánico Iliniza considerada como una adakíta típica del arco ecuatoriano (Hidalgo et al., 2007), y una roca del Pululagua que presenta características de rocas “normales” de arco (Chiaradia et al., 2009). Estas rocas son usadas como referencia para comparación con las rocas del Chacana.

**Tabla 4.2 Características principales de las adakitas (Defant y Drummond, 1990) y su comparación con rocas calco-alcálicas “normales” y del Chacana.**

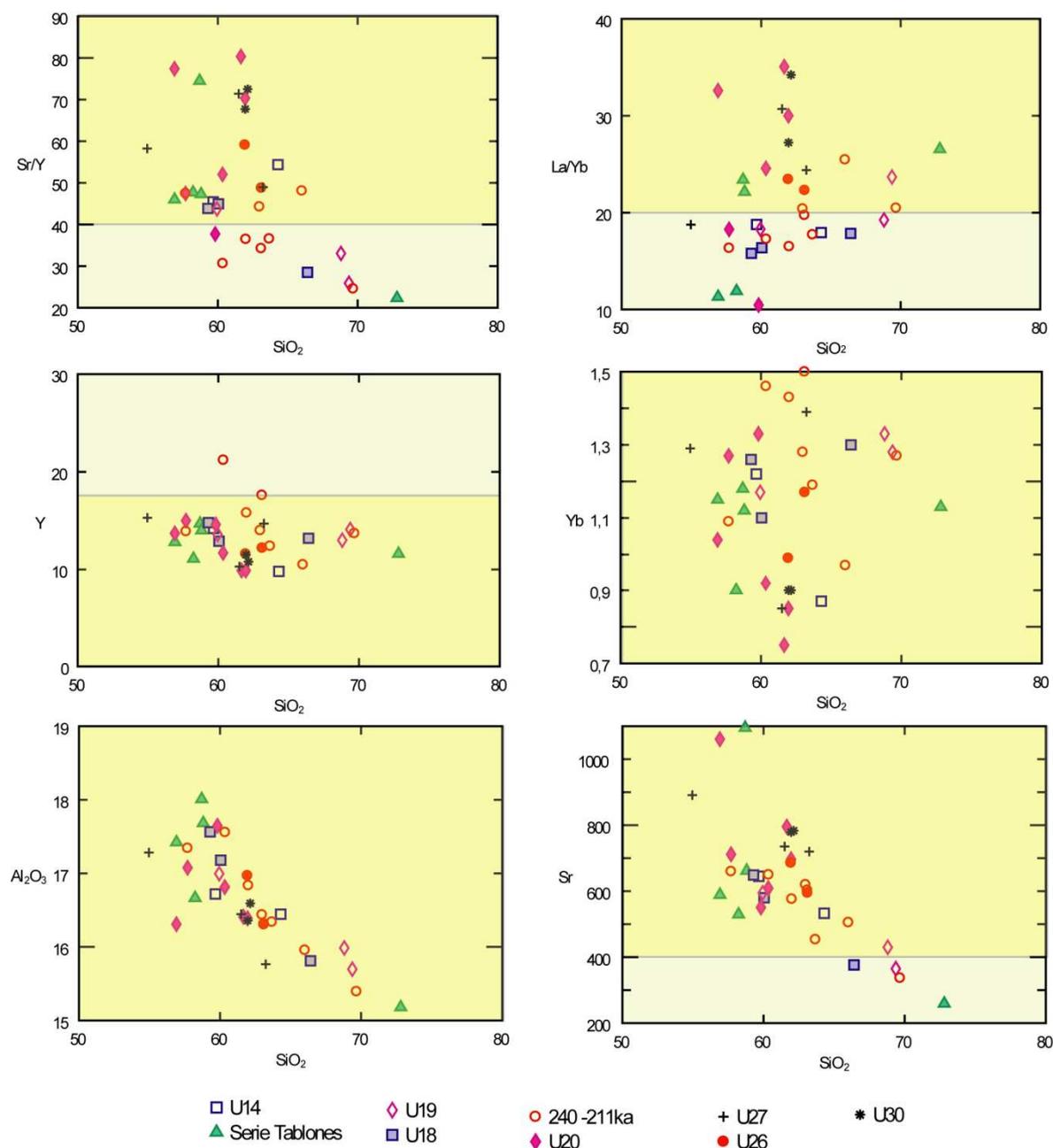
	<b>Adakitas</b>	<b>Rocas calco-alcálicas “normales”</b>	<b>Rocas del Chacana</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	> 56%	Basaltos: < 56% Andesitas: 56 - 63% Riolitas: > 63%	54,96 – 72,81%
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	> 15%	12 – 18%	15,18 – 18,01%
<b>Sr</b>	> 400 ppm	< 400 ppm	259,1 – 1095,1 ppm
<b>Y</b>	< 18 ppm	> 20 ppm	9,8 – 21,2 ppm
<b>Yb</b>	< 1,8 ppm	> 2 ppm	0,75 – 1,5 ppm
<b>La/Yb</b>	> 20	< 20 ppm	10,45 – 35,07
<b>Sr/Y</b>	> 40	< 40 ppm	22,34 – 80,34



**Figura 4.9 Relaciones Sr/Y vs Y y La/Yb vs Yb en las que se muestra un grupo de rocas del Chacana con carácter adakítico y otro grupo con características calco-alcálicas “normales”.**

Al realizar una comparación entre las rocas del Chacana y las características de las adakitas todas las muestras ingresan en los campos de adakitas establecidos para el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y para el Yb (figura 4.10); mientras que, un grupo de rocas no cumplen las condiciones para el Sr (CH-105, CH-50, CH-269, CH-278) e Y (CH-098). Considerando la relación Sr/Y, existen rocas dentro de cada serie que tienen carácter adakítico y otras que presentan afinidades calco-alcálicas normales, para el Chusalongo (U20) las rocas más antiguas son normales

mientras las más jóvenes presentan carácter adakítico, con las otras series no se tienen relaciones concluyentes.

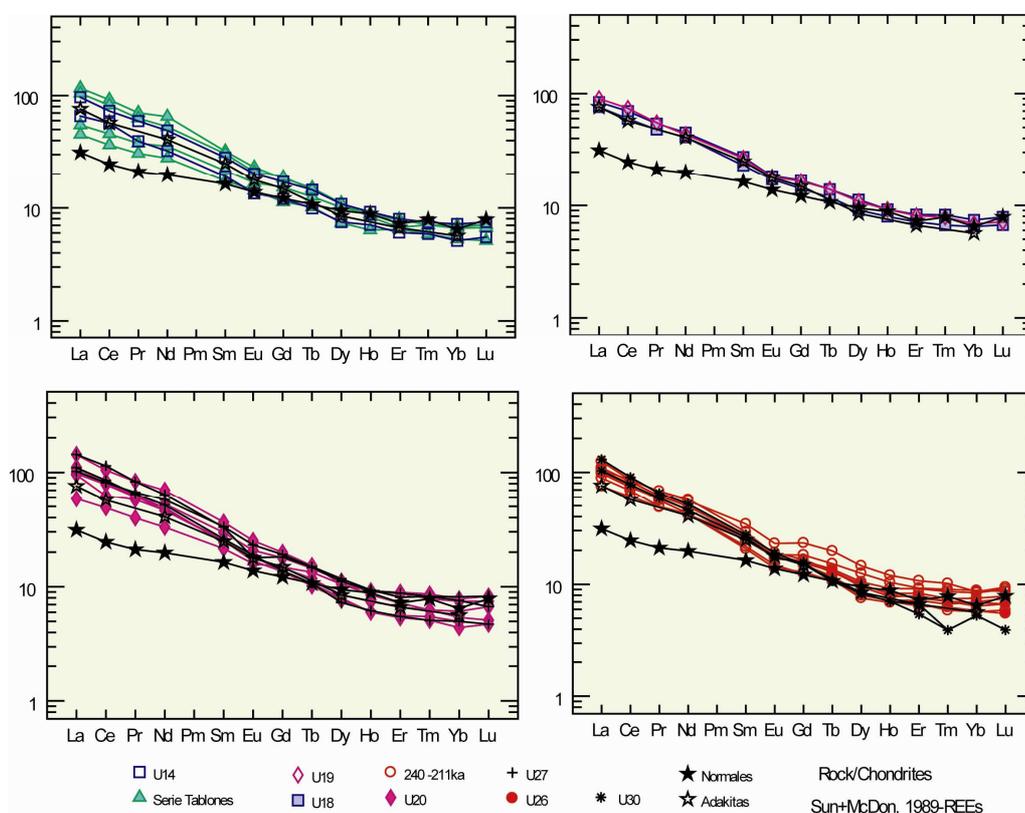


**Figura 4.10** Índices que caracterizan a las rocas como adakitas vs wt. %  $\text{SiO}_2$ . Zonas de color amarillo corresponden a los campos de adakitas.

De acuerdo con la relación  $\text{La/Yb}$ , las rocas más antiguas de algunas series presentan una afinidad calco-alcalina normal, mientras que las más jóvenes tienen un carácter adakítico, esto se nota para la Serie Tablonas, Plaza de Armas (U19), Chusalongo (U20) y Antisana (U27); según esta relación las Andesitas-

dacitas negras (U14), Tabla Rumi (U18) y el período de actividad durante 240 – 211 ka son rocas calco-alcálicas normales; mientras que, las rocas más jóvenes a 40 ka, es decir U26 y U30 presentan un carácter claramente adakítico.

En los diagramas multielementos las muestras del Chacana que presentan características de rocas “normales” de arco tienen un espectro poco fraccionado, mientras que las rocas con carácter adakítico presentan un fraccionamiento mucho más pronunciado. Esto se muestra en el diagrama de tierras raras normalizado a las condritas (Figura 4.10), siendo más evidente para las tierras raras medianas (MREE) y para las tierras raras pesadas (HREE).



**Figura 4.11 Diagrama multielemental normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989), se incluyen rocas de referencia, rangos composicionales entre andesita y dacita.**

Los elementos incompatibles se correlacionan de manera positiva entre sí, en el diagrama La vs Nb las rocas del Chacana se alinean en los campos de un ambiente orogénico según las características propuestas por Gill (1981), en donde las composiciones de mediano-K cambian a alto-K en las fases más ricas



#### 4.3.2.1. PARTICIPACIÓN POTENCIAL DE LA CRISTALIZACIÓN FRACCIONAL.

Globalmente las correlaciones existentes entre los óxidos de elementos mayores y el  $\text{SiO}_2$  indican la participación de un proceso de cristalización fraccional. Se puede notar claramente una disminución de los contenidos de  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  con el incremento de  $\text{SiO}_2$ , probablemente debido al fraccionamiento de fases minerales con importantes contenidos de estos elementos, por ejemplo: plagioclasa, piroxeno (abundantes en Chacana, cf. Cap. 3) y potencialmente olivino. Los contenidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  también disminuyen con el contenido de  $\text{SiO}_2$ , esto indicaría un probable fraccionamiento de óxidos de hierro y de apatito. El incremento en el contenido de  $\text{K}_2\text{O}$  podría indicar que, incluso hacia el final del proceso de diferenciación, no existen fases minerales que acepten este elemento en su red cristalina, esto es soportado por la ausencia de feldespato potásico en las rocas.

El apatito también fracciona, ya que además de la disminución de  $\text{P}_2\text{O}_5$  con el incremento de  $\text{SiO}_2$ , se observa un comportamiento perfectamente correlacionado del primero con la evolución del contenido de  $\text{CaO}$  (Figura 4.13).

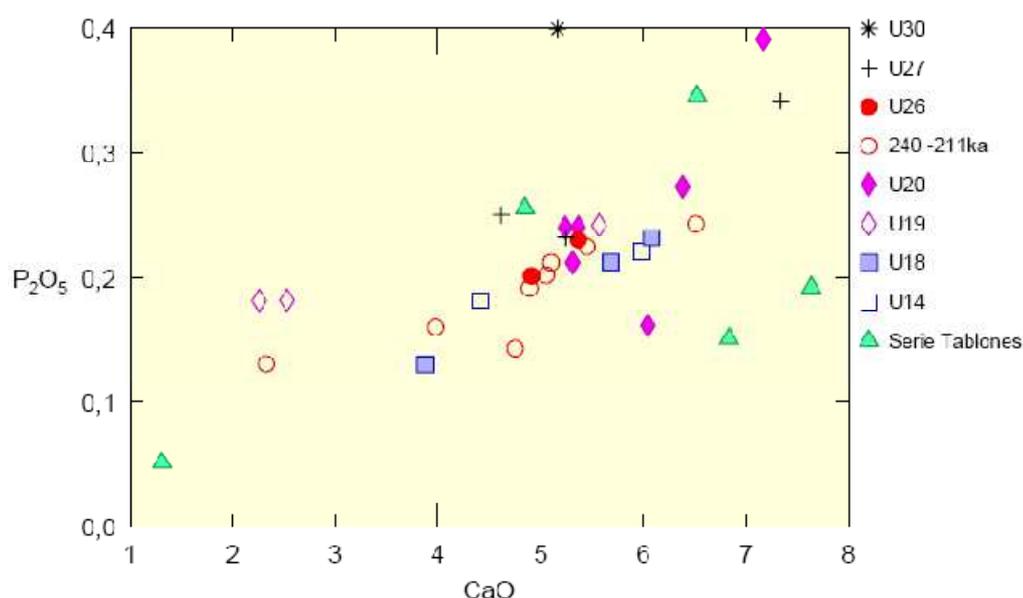
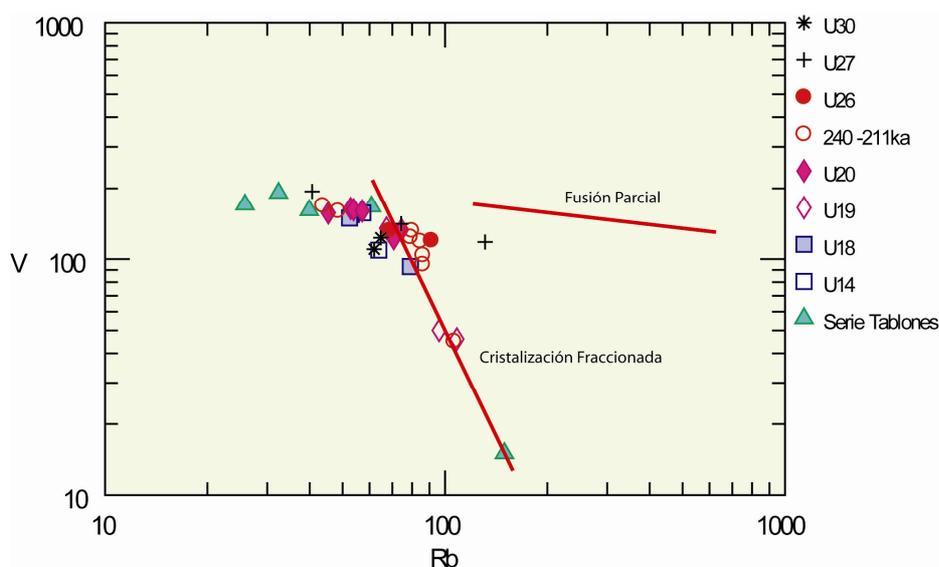


Figura 4.13 Diagrama  $\text{P}_2\text{O}_5$  vs.  $\text{CaO}$  en wt. %.

Globalmente los elementos en traza clásicamente incompatibles (LILE (Rb, Th, Ba, etc), LREE (La, Ce)) presentan correlaciones positivas con el incremento de  $\text{SiO}_2$ . Lo contrario se da para los elementos típicamente compatibles (Ni, V, Cr), evidenciando también la potencial participación de un proceso de cristalización fraccional en la evolución de la serie (Figura 4.5). Esto debido a que este tipo de proceso produce un enriquecimiento en incompatibles en el líquido remanente y un fuerte empobrecimiento en compatibles en el mismo.

Las rocas más antiguas de cada serie en el Chacana tienen bajos contenidos de incompatibles mientras que las rocas más jóvenes son enriquecidas en estos elementos (Figura 4.5).

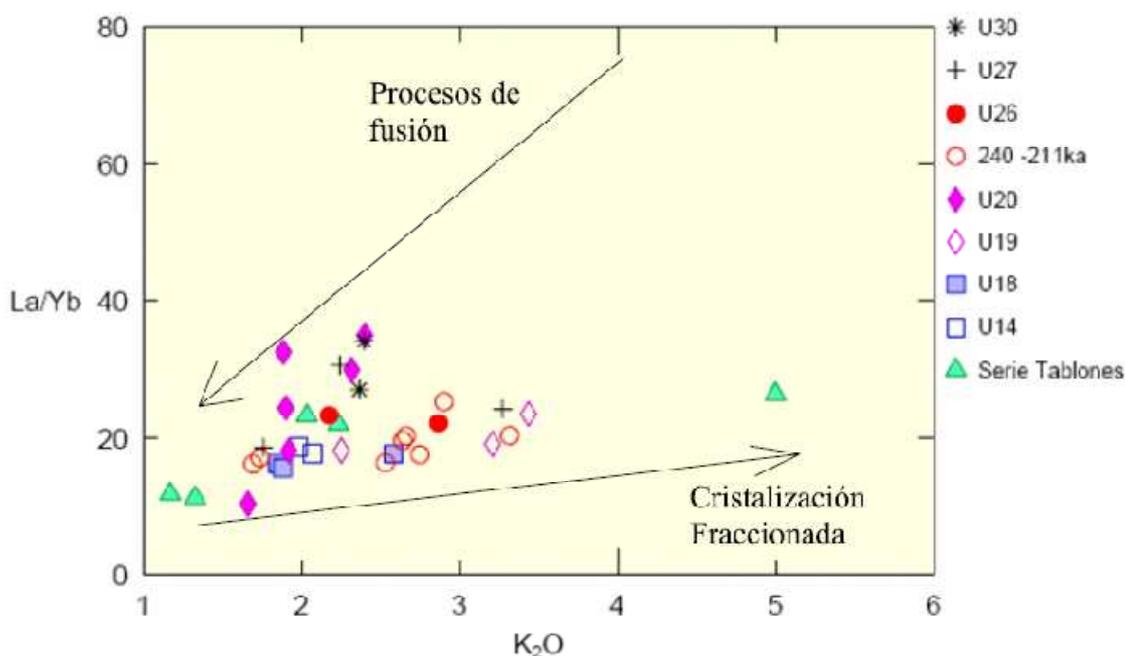
Para confirmar esto, se ha considerado los diagramas de discriminación de procesos para elementos en trazas, graficando en escala logarítmica las concentraciones del elemento con el comportamiento más compatible de la serie con respecto al más incompatible (Fig. 4.14). En este caso el diagrama V vs Rb (en escala logarítmica), este diagrama se usa clásicamente para distinguir entre un proceso de cristalización fraccional y uno de fusión parcial, mientras el primer proceso genera una línea de fuerte pendiente, el segundo produce una línea de pendiente casi nula.



**Figura 4.14 V vs. Rb (ppm) en escala logarítmica. Se muestra una tendencia indicando los procesos de cristalización fraccionada y fusión parcial. La actividad post-colapso presenta una tendencia preferencial a la cristalización fraccionada.**

Las rocas andesíticas de la Serie Tablones, Antisana y el Chusalongo (U20) muestran una disposición con baja pendiente sugiriendo un proceso de fusión parcial mientras que las rocas de relleno de la caldera indican un proceso de cristalización fraccionada.

Considerando la razón La/Yb, ésta se correlaciona positivamente con el incremento de  $K_2O$  formando una tendencia general con una pendiente bastante suave, indicando un proceso de cristalización fraccionada para las rocas del Chacana (Fig. 4.15). Bajo esta tendencia se alinean las rocas de los diferentes grupos excepto las del Chusalongo (U20) las cuales forman una tendencia con una pendiente mayor. Con respecto a las series magmáticas, cada una se alinea individualmente de manera subhorizontal sugiriendo un proceso de cristalización fraccionada, excepto la serie U20 correspondiente al Chusalongo que tiende hacia un proceso de fusión parcial.



**Figura 4.15 Diagrama La/Yb vs  $K_2O$ . Según Monzier et al., (1996). Se muestra una tendencia para Cristalización fraccionada y para fusión parcial.**

Los índices de las adakitas muestran que la relación Sr/Y vs  $SiO_2$  tiene una correlación negativa para las rocas de relleno de la caldera, mientras que el Chusalongo (U20) y la serie Tablones no muestran una tendencia definida, estas

tienen un amplio rango de variación en la razón Sr/Y para similares composiciones de SiO<sub>2</sub>. La relación La/Yb vs SiO<sub>2</sub> en cambio no muestra una tendencia clara. El Y vs SiO<sub>2</sub> globalmente no muestran una tendencia, sin embargo, considerando individualmente cada serie, estas tienen una correlación negativa, excepto la serie Tablones que no muestra ningún alineamiento. En el gráfico Yb vs SiO<sub>2</sub> no se identifica ninguna tendencia.

#### **4.3.2.2. PARTICIPACIÓN POTENCIAL DE PROCESOS DE AFC.**

La asimilación aparentemente es un proceso importante en la evolución de los magmas del Chacana. Como evidencias de este proceso se han reportado xenolitos de rocas en los productos más evolucionados del Tabla Rumi y Plaza de Armas (c.f. Capítulo 3). Los xenolitos son de rocas riolíticas afaníticas de color blanco; existen también xenocristales de cuarzo en los flujos de lava intracaldera tanto en el período de actividad entre 240 – 211 ka como en los flujos de lava históricos (U30), xenocristales de plagioclasa y piroxeno son comunes en los productos de todas las series (c.f. Capítulo 3). Además, Chiaradia et al., (2009) mediante estudios isotópicos en rocas de la caldera, señala que estas rocas experimentaron un fenómeno inicial de contaminación en la corteza continental en un proceso de Asimilación-Cristalización-Fraccionada (AFC). Barragán et al., (1998) han estimado que la asimilación en la evolución de las rocas del Antisana es de 8 % de un componente típico de corteza continental. El Antisana está ubicado junto a la caldera Chacana por lo que estos procesos de AFC también podrían presentarse en Chacana que está sobre el mismo tipo de basamento. Sin embargo, Bourdon et al., (2002) mediante estudios isotópicos señalan que la asimilación no es un proceso dominante en las rocas del Antisana, pero los procesos AFC explican algunas de las características isotópicas de estas rocas.

#### **4.3.2.3. POTENCIAL PARTICIPACIÓN DE UN PROCESO DE MEZCLA DE MAGMAS.**

La mezcla de magmas tiene una ligera participación en las rocas del Chacana, como evidencias de este proceso se puede considerar la presencia en la matriz de minerales con afinidades más básicas en rocas más ácidas, y su ausencia o limitada presencia como fenocristal. Esto se evidencia en algunas rocas del Tabla Rumi (U18), Plaza de Armas (U19), Domos y Singunay, en donde en la matriz existe piroxeno mientras que, como fenocristal su presencia es limitada o nula, en rocas que tienen composiciones esencialmente ácidas (cf. Cap. 3).

Se puede considerar también como evidencias de este proceso que algunas plagioclasas están zonadas, presentan coronas de alteración mientras otras tienen los bordes reabsorbidos (cf. Cap. 3, Anexo 5). En conclusión existe cierta participación del proceso de mezcla de magmas con la incorporación de magmas más básicos en magmas de composiciones más ácidas, esta mezcla en las fases iniciales de la caldera debió darse entre una cámara magmática zonada y posteriormente la incorporación de magma más básico en una cámara magmática más ácida.

#### **4.3.2.4. PARTICIPACIÓN DE LA FUSIÓN PARCIAL.**

La generación de magmas por fusión parcial en el arco ecuatoriano ha sido ampliamente discutida, esto puede ser explicado por tres procesos distintos:

1. Fusión parcial de la parte inferior de la corteza continental (Garrison and Davidson, 2003).
2. Fusión parcial del slab; metasomatismo del manto y fusión parcial de este (Bourdon et al., 2002, 2003; Samaniego et al., 2002; Hidalgo et al., 2007; Hoffer et al., 2008).
3. Fusión parcial de la cuña del manto (Bryant et al., 2006; Chiaradia et al., 2009).

Con los datos disponibles y el alcance de este trabajo no es posible determinar el proceso de fusión dominante en la generación de los magmas, sin embargo existen características geoquímicas que pueden ser explicadas por la fusión.

Las altas razones de Sr/Y y La/Yb en algunas rocas del Chacana podrían sugerir un proceso de fusión parcial de una corteza oceánica subducida, sin embargo, las relaciones Yb vs SiO<sub>2</sub> (Fig. 4.10) en el complejo no muestran una tendencia clara (estos tienen una correlación negativa cuando existe fusión de anfibolita (Gill, 1981)). En Chacana existe un relativo enriquecimiento en Nb en relación a otras rocas del arco ecuatoriano, lo cual podría ser atribuido a la fusión del slab (Ringwood, 1974; Wyllie & Sekine, 1982; Stolz *et al.* 1996). La fusión parcial de la corteza oceánica subducida podría justificar los contenidos bajos de HREE, Y e Yb implicando la existencia de un residuo de fusión compuesto o rico en anfíbol+granate±clinopiroxeno. Mientras que los altos contenidos de Sr se explicarían por una elevada fusión de plagioclasa en la corteza oceánica subducida. Así, este proceso podría justificar también las elevadas razones La/Yb y Sr/Y en algunas rocas del Chacana. En las figuras 4.14 y 4.15, se nota que las rocas del Chusalongo (U20) se alinean bajo una tendencia que indica un proceso de fusión parcial.

Bourdon *et al.*, (2002) propone que el carácter adakítico en las rocas del Antisana así como los elevados contenidos en Nb, son resultado de fusión parcial de un manto metazomatizado por líquidos resultantes de la fusión del slab en el ante arco y llevados por convección del manto debajo de la Cordillera Real.

#### **4.4. DISCUSIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN DE LOS MAGMAS.**

Las rocas de la Caldera Chacana indican un proceso de cristalización fraccionada con varios períodos de evolución, en los que todas las series se alinean en una misma tendencia lo que indicaría que los procesos evolutivos son similares. En cada periodo, independientemente de su edad relativa existe una evolución de andesitas a riolitas, lo que indicaría una posible realimentación de magma más

básico al inicio de cada ciclo de actividad. Algunas rocas del Chacana presentan afinidad calco-alkalina “normal” con contenidos de mediano-K y alto-K mientras que un grupo de rocas de la caldera presentan carácter adakítico. El Antisana y el Chusalongo son estructuras diferentes al Chacana con características geoquímicas algo similares.

En el Chacana existe una intercalación entre rocas calco-alkalinas “normales” y adakitas, esto se nota incluso dentro de una misma serie magmática como es el caso de la Serie Tablones, en donde los primeros productos y/o las rocas poco evolucionadas presentan características de rocas calco-alkalinas “normales”, mientras que las rocas más evolucionadas presentan un carácter adakítico; las andesitas-dacitas negras (U14) y el Tabla Rumi (U18) presentan características de rocas calco-alkalinas “normales”; Chusalongo presenta rocas con afinidades calco-alkalinas “normales” y adakitas; el período entre 240 – 211 ka presentan características de rocas calco-alkalinas “normales” y solamente las series más jóvenes que 40 ka están dominadas completamente por adakitas.

Defant y Drummond (1990) sugieren como un proceso potencial para la generación de adakitas la cristalización fraccionada de minerales con altos coeficientes de distribución para HREE e Y, o procesos de asimilación-cristalización fraccionada con la incorporación de grandes cantidades de HREE e Y de los materiales de la corteza.

La cristalización fraccionada es un proceso dominante en las rocas del Chacana, sin embargo la AFC podría explicar varias de las características geoquímicas de las rocas. Las rocas del Chacana son empobrecidas en HREE e Y, el carácter adakítico por procesos de asimilación-cristalización fraccionada podría ser justificado por la incorporación de grandes cantidades de elementos incompatibles como son los LILE y LREE los cuales son más móviles y pueden pasar más fácilmente de la roca caja de la corteza continental enriquecida en estos elementos hacia el magma; los altos contenidos de  $Al_2O_3$  y las razones Sr/Y y La/Yb serían justificadas. Los bajos contenidos de HREE e Y se podrían explicar por el fraccionamiento de anfíbol, el mismo que es un mineral común en casi todas las rocas de la zona, sin embargo sus porcentajes no superan el 12%.

Además, el proceso de asimilación-cristalización fraccionada (ACF) como generador del carácter adakítico permite interpretar que, las rocas poco evolucionadas y/o las que no presentan carácter adakítico sufrieron un rápido ascenso; en este caso la asimilación representa un rol limitado por lo que las rocas presentan características de rocas calco-alcálicas normales. Las rocas con carácter adakítico son las más evolucionadas de algunas series, es decir que la cristalización fraccionada fue un proceso dominante y que tuvieron mayor interacción con las rocas de la corteza continental considerando el factor temporal, aumentando las posibilidades de asimilación.

La fusión parcial cumple un rol limitado en la actividad post-colapso en el Chacana, sin embargo, aparentemente es el proceso dominante en el Chusalongo, en algunas rocas del Antisana y en el flanco exterior de la caldera.

Se recomienda para futuros estudios hacer análisis de composición mineral mediante microsonda electrónica, esto permitiría aplicar geotermómetros y geobarómetros que nos indicarían las condiciones de temperatura y presión del reservorio o reservorios magmáticos. Además de dataciones para tener una cronología absoluta y análisis isotópicos (Pb, Sr, Nd, O), con el fin de determinar la fuente de los magmas y los procesos en la corteza superior.

## CAPÍTULO 5

### 5. CONSIDERACIONES GEOTÉRMICAS.

#### 5.1. INTRODUCCIÓN.

La geotermia es el aprovechamiento de la energía térmica natural existente en el interior de la Tierra. Es un recurso renovable, poco contaminante, relativamente abundante y con un elevado factor de planta (90%) apto para producir carga base (Beate, 1991).

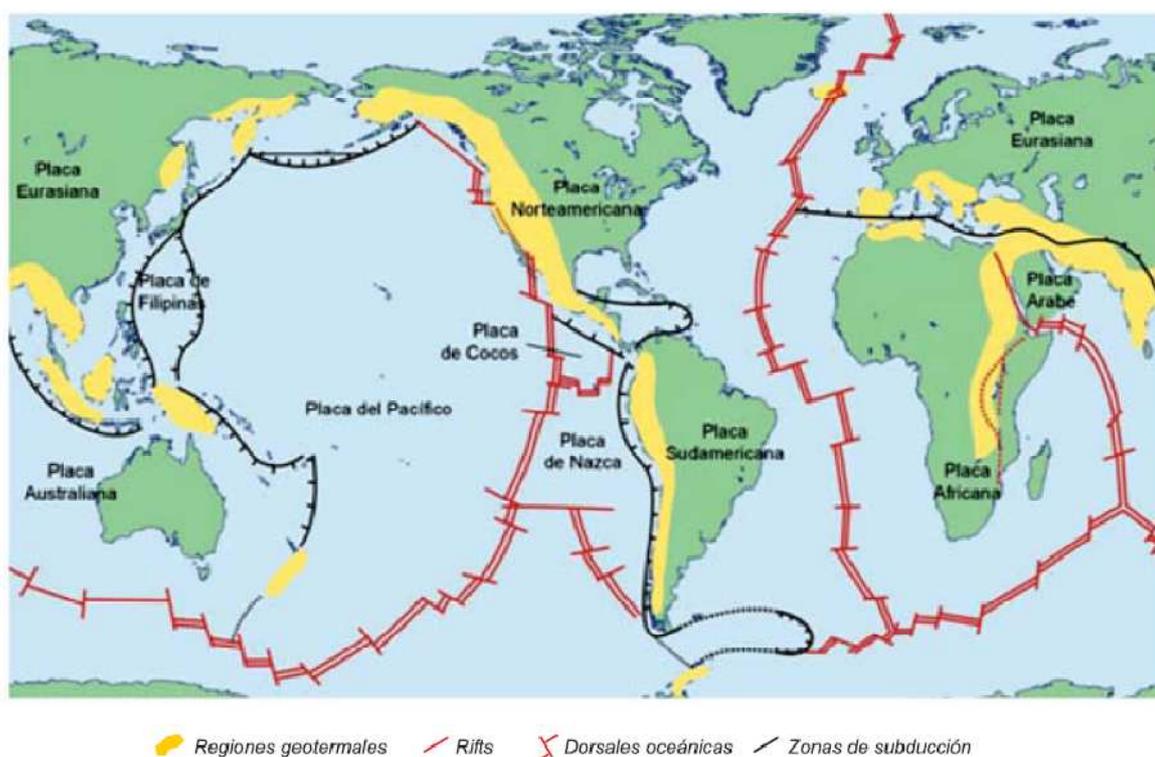
El flujo promedio mundial de transferencia de calor desde el interior de la tierra hacia la superficie es de  $82 \text{ mW/m}^2$ , el cual corresponde a un flujo de  $99 \text{ mW/m}^2$  en los fondos oceánicos y a  $57 \text{ mW/m}^2$  en los continentes (Uyeda, 1988). La expresión de este flujo de calor es el aumento de la temperatura con la profundidad, conocido como el gradiente geotérmico, que en promedio a nivel mundial es del orden de  $30 \text{ }^\circ\text{C/km}$ . El gradiente geotérmico varía de acuerdo a su ambiente geodinámico, siendo en ciertas regiones es mucho mayor y generalmente asociada con actividad sísmica y volcánica. Las zonas con mayores anomalías de flujos calóricos y actividad volcánica coinciden con los márgenes activos de placas. Una de las zonas más importantes a este respecto sigue aproximadamente los márgenes del Océano Pacífico, en donde se encuentra la mayor región con potencial geotérmico del mundo (Figura 5.1).

El Ecuador se encuentra ubicado sobre un marco geodinámico activo favorable para la existencia de sistemas geotérmicos, la persistente actividad volcánica de edad cuaternaria sirve de fuente de calor para sistemas geotérmicos (Beate, 1991). La Caldera Chacana forma parte de la Provincia Riolítica del Ecuador (Hall y Mothes, 2008), con productos bastante diferenciados con composiciones entre andesitas y riolitas y con una actividad volcánica persistente durante todo el Cuaternario, siendo la última erupción hace apenas 240 años; todos estos productos indican potenciales fuentes de calor someras para alimentar sistemas geotérmicos de tipo hidrotermal.

A continuación se describen en el área de estudio las manifestaciones termales en superficie, se hace una interpretación de los resultados de los datos

geoquímicos de aguas y gases, se describe a los depósitos hidrotermales actuales, se presenta un modelo geotérmico preliminar para las zonas de interés dentro del área de estudio y se evalúa su potencial geotermoeléctrico teórico hipotético.

Los datos utilizados para la realización de este capítulo corresponden a datos que fueron utilizados previamente en un informe técnico (Beate et al., 2009), por lo que dicho informe constituyó una buena base para la redacción de este capítulo.

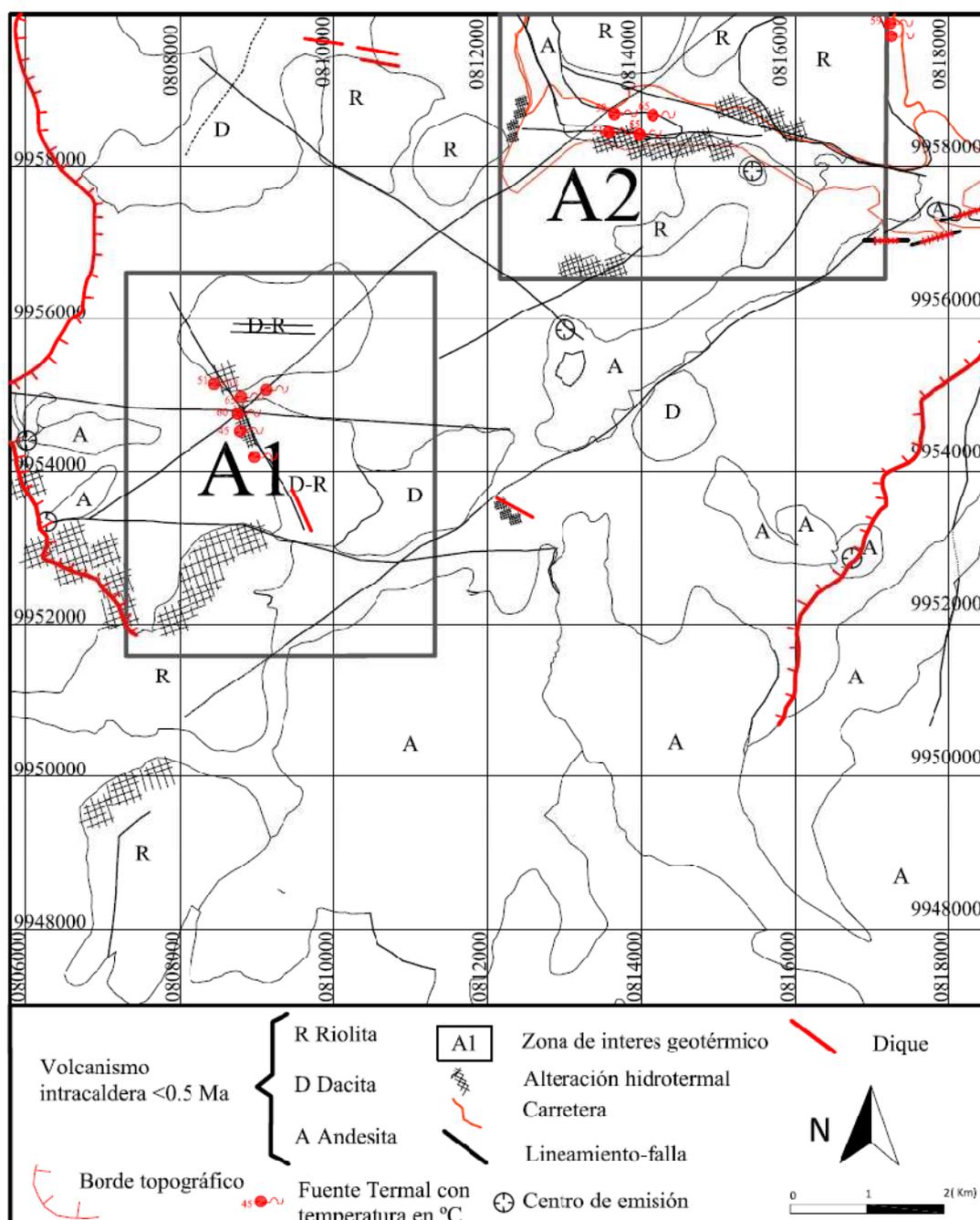


**Figura 5.1 Tectónica global: se muestran los límites de placa y su relación con las regiones geotérmicas a nivel mundial.**

## **5.2. ÁREAS DE INTERÉS GEOTÉRMICO EN LA ZONA SUR DE LA CALDERA CHACANA.**

Tomando en cuenta las características geológicas, así como la distribución de las zonas de alteración hidrotermal, fallas y manifestaciones termales en superficie, se consideraron dos zonas de interés geotérmico individuales dentro del área de estudio, las cuales son llamadas Cachiyacu (A1) y Jamanco (A2) (Figura 5.2). Para Cachiyacu las zonas de alteración se encuentran en la serie Tablones, Plaza de Armas, domo San Clemente y Yanaurco. Para Jamanco las zonas de

alteración se encuentran en el cerro Cojanco y la Loma Baños (Fig. 5.2). Se presenta también la posibilidad de una tercera zona considerando que tanto A1 como A2 corresponden a un mismo sistema geotérmico, el cual estaría limitado por los dos grandes lineamientos (fallas) del Río Tambo y Río Tumiguina, pues entre estos dos lineamientos están todas las zonas de alteración y fuentes termales, además incluye a A1 y A2 (Figura 5.2).



**Figura 5.2** Volcanismo intracaldera <0.5 Ma y ubicación de las áreas de interés geotérmico. A1=Cachiyacu; A2 = Jamanca.

### **5.3. MANIFESTACIONES TERMALES EN SUPERFICIE.**

En la zona de estudio, las manifestaciones termales corresponden a manantiales de agua caliente. La temperatura en los manantiales es muy variada (7,5 – 65,4 °C); el pH varía entre 5,99 – 7,95 mientras que la conductividad eléctrica tiene valores entre 100 – 7510 microSiemens/cm.

En el sector de Cachiyacu (A1), las fuentes termales se encuentran al pie de los domos San Clemente y Yanaurco, en el cauce y en los márgenes del Río Tambo. En este sector existen más de dos docenas de manantiales con caudales menores a 3 l/s y temperaturas que alcanzan hasta 64,6 °C (E13, E15, E16). Estas fuentes termales estarían relacionadas a fallas que atraviesan esta zona. En las márgenes del cauce del Río Tambo, a lo largo de gran parte del pie del domo Yanaurco, existen manantiales con caudales menores a 1 l/s. Al W del domo San Clemente, junto a una brecha hidrotermal, existen varios manantiales (E14) varios de los cuales presentan gases burbujeantes y caudales menores a 2 l/s. Las aguas son saladas, de ahí su nombre Cachiyacu que en idioma quechua significa “agua salada”. En todo el sector se descarga un caudal estimado de por lo menos 40 l/s con temperaturas entre los 45 y 65 °C.

Las fuentes termales presentes en el Río Lisco (E19), en la zona de Tolontag (E9) y junto al Ilaló (E10, E11, E12), son salidas laterales hacia el occidente relacionadas a la zona de Cachiyacu. Estos manantiales presentan temperaturas entre 27,2- 42,1 °C.

En el sector de Jamanco (A2), existen manantiales de aguas calientes a lo largo del cauce y las márgenes del Río Tambo y del río alimentado por el Río Suco 1 (San Juan) y Suco 2. Las fuentes termales se encuentran hacia el E de la comunidad El Tambo y hasta la Estación Booster de la EMAAP. Existe también un grupo de fuentes termales al pie E del domo de la Loma Baños. A lo largo del Río Tambo existen más de una docena de fuentes termales (E7), con temperaturas entre 55,1-58,6 °C y una conductividad eléctrica entre 6840 – 7120 microSiemens/cm. Las fuentes termales se encuentran tanto en el cauce como en

las márgenes del río y presentan caudales menores a 2,2 l/s. Algunas fuentes termales presentan gases burbujeantes. En el río Tambo, bajo la zona de confluencia entre el Río Suco 1 y Suco 2, existe más de una docena de fuentes termales tanto en el cauce como en las márgenes del río. Las fuentes presentan temperaturas de hasta 65,4 °C y una conductividad eléctrica entre 6750 – 7280 microSiemens/cm. El pH varía entre 6,69 – 7,28. El caudal en las fuentes termales es menor a 4 l/s. Algunas fuentes termales presentan gases burbujeantes. Estas fuentes termales están asociadas a una falla que está debajo del flujo de lava Sucus; es la que provoca las salidas de aguas tanto en las márgenes norte y sur del flujo.

Al NE de la Loma Baños, existen varias fuentes termales. Estas presentan temperaturas entre 47,2 – 58,9 °C, una conductividad eléctrica entre 2170 – 3980 microSiemens/cm y un pH 6,56 – 7,08. Estas fuentes termales salen a la superficie por los bordes de los domos riolíticos y estarían asociadas con la prolongación del lineamiento del Río Tambo.

Todo el prospecto Jamanco en conjunto descargaría al menos un caudal de 60 l/s con temperaturas que superan los 50 °C. Todos los manantiales son de agua caliente, presentando en algunas ocasiones gases burbujeantes y presencia de vapor.

#### **5.4. GEOQUÍMICA DE FLUIDOS (AGUAS Y GASES).**

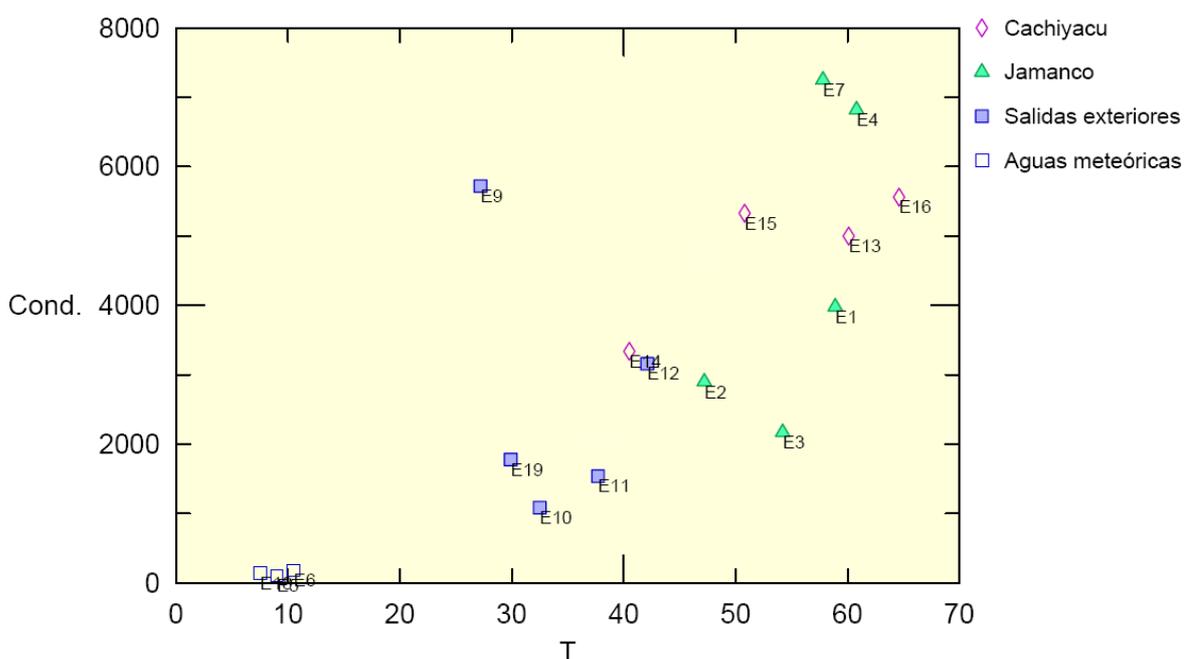
La caracterización geoquímica de los fluidos de las manifestaciones superficiales, se la realiza en base a la interpretación de las propiedades físico-químicas de los fluidos y a datos químicos. El muestreo y la recolección de estos datos fueron realizados por el Dr. Salvatore Inguaggiato, Ing Bernardo Beate y Dra. Silvana Hidalgo. Se disponen de 19 análisis químicos de aguas (Tabla 5.1), de los cuales, 16 corresponden a manantiales de agua caliente y 3 a aguas de escorrentía superficial (meteóricas); de la mayoría de estas muestras se cuenta con datos de gases disueltos. Se tiene también datos de gases burbujeantes para 5 fuentes termales (E4, E8, E9, E15, E17). También se determinaron las propiedades físico-

químicas como temperatura en °C ( $T$  °C), pH, conductividad en microSiemens/cm y Eh en mV. Para las muestras de agua los datos corresponden a su composición química de Na, K, Ca, Li, Mg,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ , F, Cl, Br, Si, amonio e isótopos estables (Tabla 5.1); los datos de gases disueltos son de He,  $\text{H}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2$ , CO,  $\text{CH}_4$  y  $\text{CO}_2$ . Los gases burbujeantes fueron muestreados para analizar su composición química e isotópica (C y He).

Las propiedades físico-químicas de los fluidos muestreados presentan amplias variaciones. Los manantiales de aguas calientes varían en su temperatura entre 27,2 - 65,4 °C, mientras que las aguas meteóricas tienen temperaturas entre 7,5 – 10,5 °C. El pH varía entre 5,99 – 7,95 mientras que la conductividad eléctrica tiene valores entre 100 – 7510 microSiemens/cm.

#### 5.4.1. GEOQUÍMICA DE AGUAS.

Considerando a la temperatura y a la conductividad (salinidad relativa), se distinguen varios grupos de aguas, indicando diferente grado de disolución de las sales en el agua (Figura 5.3).



**Figura 5.3 Conductividad en microSiemens/cm vs Temperatura en °C, las aguas de Cachiyacu y Jamanco presentan la más alta conductividad.**

**Tabla 5.1 Propiedades físico-químicas y composiciones químicas e isotópicas para las aguas del Chacana.**

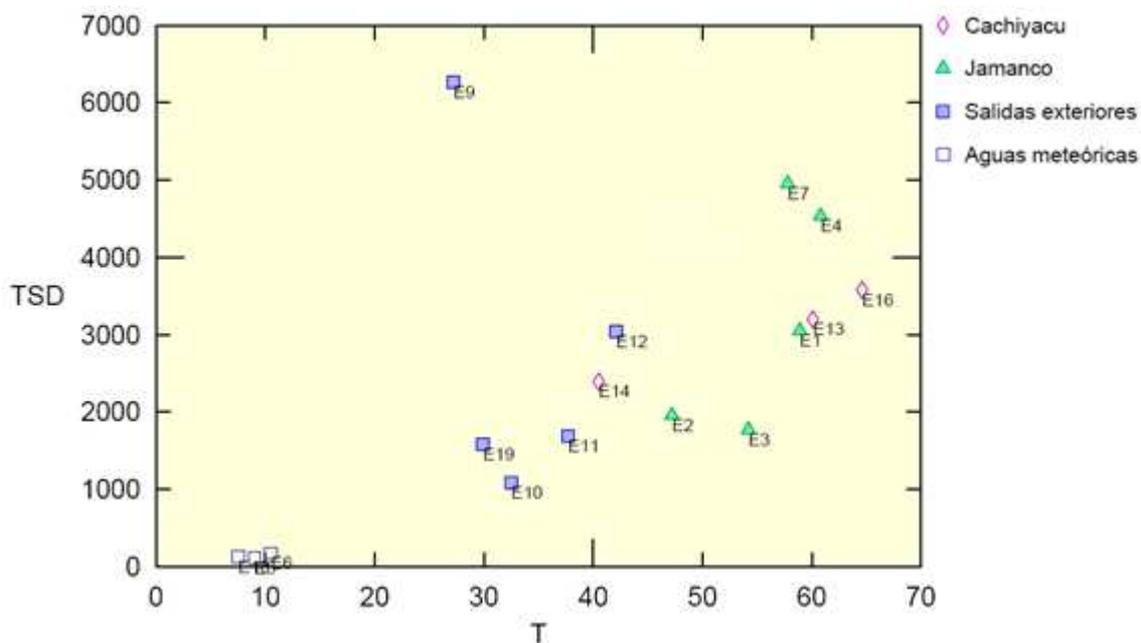
<b>Composiciones químicas e isotópicas de aguas termales y meteóricas (escorrentía superficial)</b>																	
	<b>Prospecto geotérmico Cachiyacu</b>				<b>Descargas laterales al NW y SW</b>					<b>Prospecto geotérmico Jamanco</b>					<b>Aguas meteóricas (escorrentía)</b>		
	<b>E13</b>	<b>E14</b>	<b>E15</b>	<b>E16</b>	<b>E9</b>	<b>E10</b>	<b>E11</b>	<b>E12</b>	<b>E19</b>	<b>E1</b>	<b>E2</b>	<b>E3</b>	<b>E4</b>	<b>E7</b>	<b>E5</b>	<b>E6</b>	<b>E18</b>
<b>T</b>	60,1	40,5	50,8	64,6	27,2	32,5	37,7	42,1	29,9	58,9	47,2	54,2	60,8	57,8	9,0	10,5	7,5
<b>pH</b>	6,53	5,99	6,42	6,39	7,17	6,67	6,48	7,00	6,10	6,82	6,56	7,08	6,23	6,15	7,95	7,92	6,36
<b>Cond.</b>	5000	3340	5330	5560	5720	1085	1540	3160	1780	3980	2900	2170	6820	7250	105	182	145
<b>Eh</b>	-83,7	36,5	7,3	-125	81,3	45	-49,6	-61	52,8	103,9	165,9	102,4	-39	-40	191	-43	284
<b>Li</b>	1,04	0,70	-	1,16	0,28	0,00	0,00	0,00	0,03	0,35	0,20	0,20	0,95	1,15	0,00	0,00	0,01
<b>Na</b>	35,88	24,06	-	39,83	48,87	5,18	9,13	22,36	10,35	23,49	13,33	12,28	49,43	56,79	0,11	0,52	0,45
<b>K</b>	1,88	1,30	-	2,04	1,37	0,36	0,67	0,70	0,68	0,26	0,15	0,16	1,09	1,53	0,02	0,03	0,09
<b>Mg</b>	2,09	1,60	-	2,72	4,35	4,47	6,69	13,93	5,65	0,30	0,18	0,14	0,67	0,92	0,20	0,20	0,50
<b>Ca</b>	4,97	5,98	-	5,31	12,20	1,98	2,90	1,37	3,00	15,59	10,06	8,31	14,68	13,88	0,83	1,12	0,50
<b>F</b>	0,05	0,05	-	0,05	0,20	0,03	0,03	0,04	0,04	0,09	0,08	0,10	0,16	0,18	0,00	0,01	0,06
<b>Cl</b>	35,18	22,60	-	38,15	13,91	1,70	3,04	8,33	6,61	27,46	13,89	11,32	52,80	59,64	0,04	0,40	0,06
<b>Br</b>	0,03	0,04	-	0,06	0,09	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,29	0,03	0,08	0,10	0,00	0,00	0,02
<b>SO4</b>	2,44	1,81	-	2,41	27,24	0,45	1,54	1,11	0,46	11,05	7,92	7,75	6,27	4,93	0,06	0,27	0,21
<b>HCO3</b>	8,50	9,00	-	11,02	25,85	9,80	14,80	28,80	12,50	1,30	1,80	1,65	7,45	9,45	1,03	1,20	1,20
<b>d<sup>18</sup>O</b>	-11,4	-11,6	-	-11,1	-11,1	-11,8	-11,9	-13,0	-13,1	-11,8	-11,8	-11,8	-11,4	-11,5	-11,7	-11,7	-
<b>dD</b>	-85	-85	-	-86	-91	-82	-83	-93	-96	-82	-81	-80	-83	-82	-79	-79	-
<b>Si</b>	75	54	-	80	42	72	72	66	68	30	24	28	50	54	9	10	-

La temperatura es expresada en °C, conductividad en microS/cm. Las composiciones son expresadas en meq/l, excepto para el Si que es expresado en mg/l.

Las aguas meteóricas presentan las más bajas salinidades y temperaturas con valores menores a 182 microSiemens/cm y 10,5 °C respectivamente; las fuentes termales del Ilaló, Oyacachi, Antisana y Guachalá tienen temperaturas de descarga menores a 45.5 °C y una conductividad menor a 5720 microSiemens/cm. Las aguas de Cahiyacu y Jamanco presentan amplios rangos en la conductividad, pero se caracterizan por tener las temperaturas de descarga más elevadas con valores menores a 7250 microSiemens/cm y 65°C respectivamente.

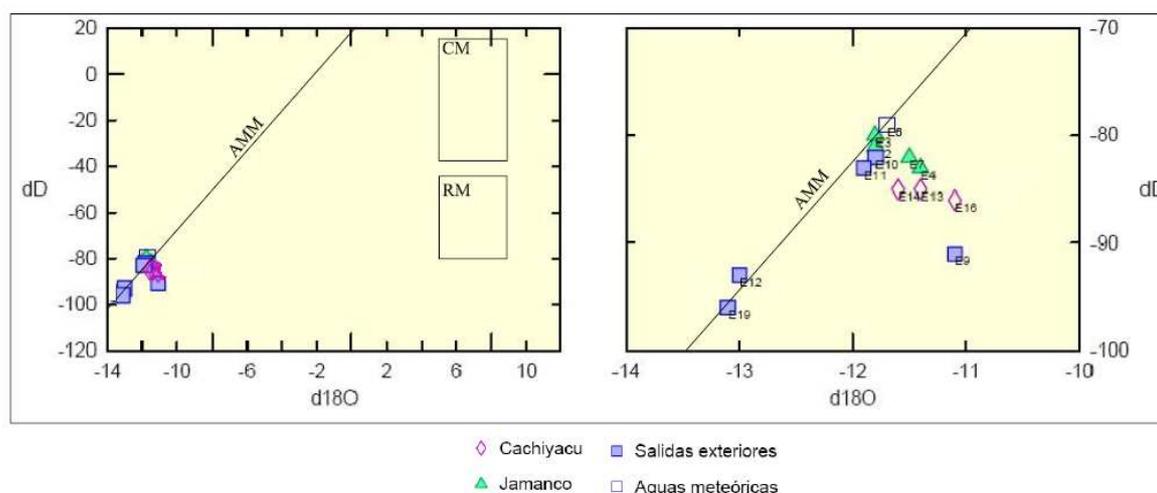
La alta salinidad indica procesos de disolución en el acuífero profundo, mientras que los amplios rangos de variación en las propiedades físico-químicas indican procesos de interacción entre agua-roca y agua-gas.

En la Figura 5.4 se muestra la relación entre el total de sólidos disueltos (TDS) y la temperatura T. Las fuentes termales de Cahiyacu y Jamanco presentan los mayores contenidos de TDS con concentraciones de hasta 5000 ppm. La fuente termal del sector de Tolontag es una excepción, ya que esta tiene alta salinidad y el mayor contenido de TDS con valores menores a 6265 ppm, a pesar de su relativamente baja temperatura de descarga (27.2 °C) y bajo caudal.



**Figura 5.4 Relación entre el total de sólidos disueltos (TDS) en ppm y la Temperatura T°C.**

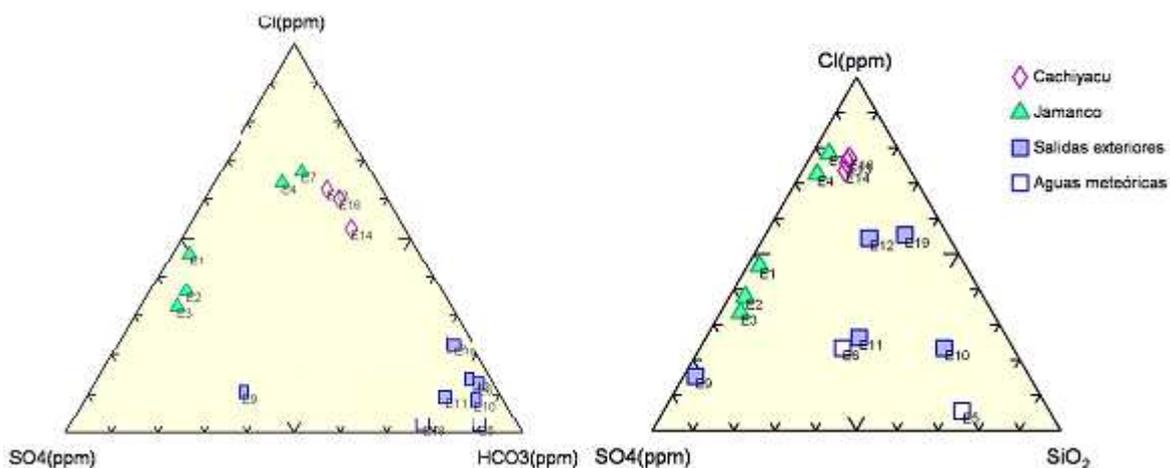
De acuerdo con la relación entre las composiciones isotópicas de deuterio ( $dD$ ) y oxígeno ( $d^{18}O$ ), se concluye que las aguas tienen origen meteórico, la gran mayoría siguen la misma tendencia que la línea de aguas de escorrentía a nivel mundial (AMM). Las aguas de Cachiyacu y Jamanco muestran un ligero enriquecimiento en  $d^{18}O$  (Fig. 5.5), lo que podría sugerir interacción agua - roca, o que existe un moderado aporte de aguas magmáticas residuales de cuerpos intrusivos.



**Figura 5.5 Composiciones isotópicas de deuterio ( $dD$ ) vs oxígeno ( $d^{18}O$ ).**

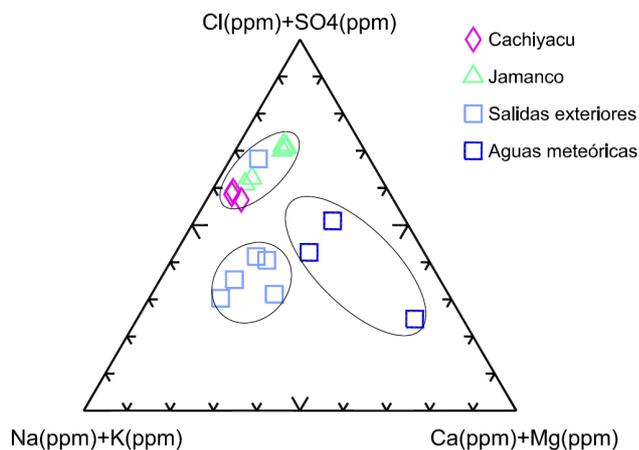
**(AMM) Línea de aguas de escorrentía a nivel mundial, cuadro CM representa a aguas magmáticas asociadas a márgenes convergentes (zonas de subducción), cuadro RM representa aguas magmáticas residuales en cuerpos intrusivos.**

Los manantiales de aguas calientes muestreados se clasifican en varios grupos de acuerdo a sus composiciones químicas. Las aguas del sector de Jamanco y Cachiyacu son fluidos alcalino clorurados sulfatados con poca influencia carbonatada, caracterizados por tener un ph cercano a neutro y altos contenidos de  $Cl$  y  $SO_4$ . Entre estos fluidos los del sector de Cachiyacu tienen mayor influencia alcalino clorurada y en menor proporción sulfatada.



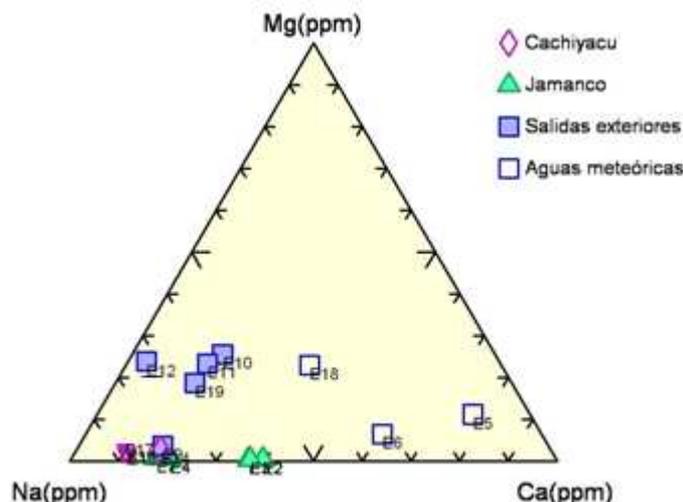
**Figura 5.6 Diagramas SO<sub>4</sub>-Cl-HCO<sub>3</sub> y SO<sub>4</sub>-Cl-SiO<sub>2</sub> respectivamente, mostrando la influencia alcalino clorurada sulfatada para las aguas de Jamanco y Cachiyacu y bicarbonatada para las salidas exteriores.**

Las aguas de los sectores exteriores son alcalino bicarbonatadas, caracterizadas por su pH cercano al neutro y altos contenidos de HCO<sub>3</sub>. Las aguas meteóricas presentan una baja salinidad y un pH variable cercano al neutro. Considerando el contenido de sus cationes estas aguas pueden ser clasificadas como aguas cálcico-magnésicas.



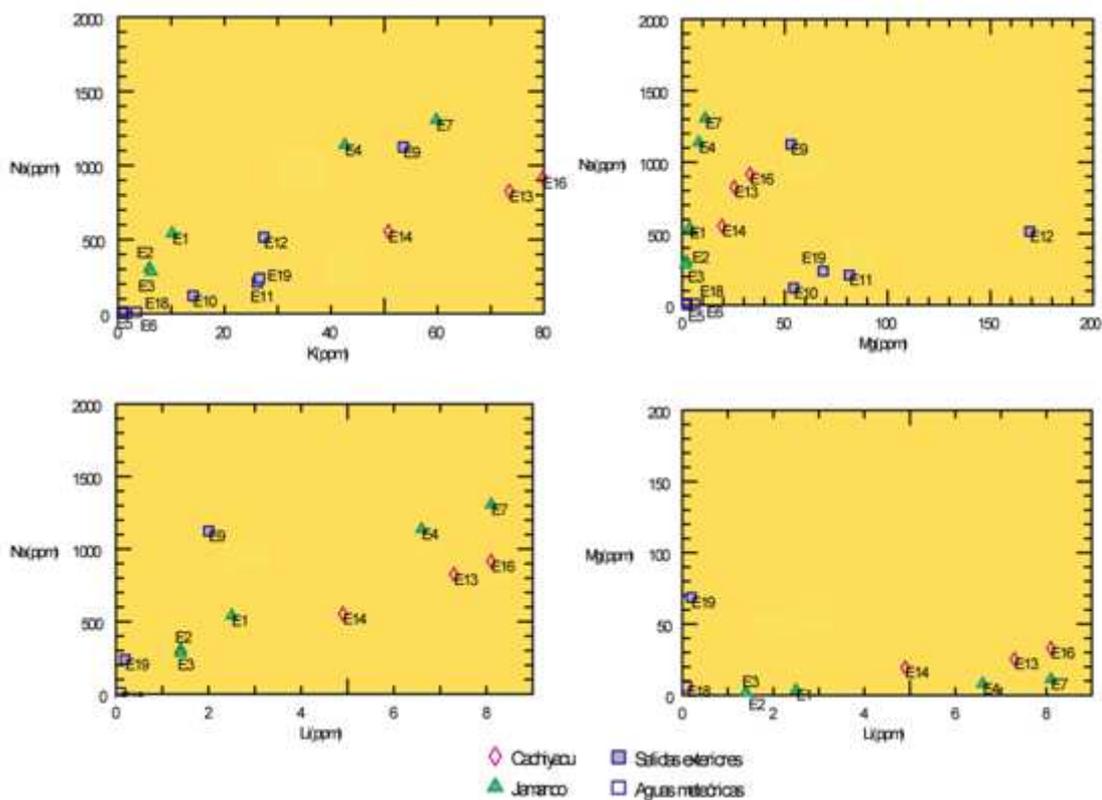
**Figura 5.7 Diagrama Na+K – Cl+SO<sub>4</sub> – Ca+Mg (ppm) indicando la clasificación de las aguas de Chacana de acuerdo a su influencia química.**

Las aguas meteóricas y las de los sectores Ilaló, Oyacachi, Antisana y Guachalá presentan las más altas concentraciones de Mg, lo que sugiere un enfriamiento lento en grandes distancias, con mayor interacción agua – roca para estos fluidos.



**Figura 5.8 Diagrama Na – Mg – Ca (ppm) indicando las afinidades químicas de las aguas en Chacana.**

En la Figura 5.9 se presentan las relaciones Na vs K, Na vs Mg, Na vs Li y Mg vs Li, cuyas concentraciones son expresadas en ppm. En el gráfico Na vs K, las altas concentraciones de estos elementos indicarían que existe lixiviación de la roca. Considerando la relación Na vs Mg, las aguas de Jamanco y Cachiyacu presentan altas concentraciones de Na para bajas de Mg indicando poca interacción agua-roca o que el Mg se precipitó en la illita y salió más Na. Mientras que las aguas de las salidas exteriores presentan mayores concentraciones de Mg y bajas de Na, indicando mayor interacción agua-roca en su recorrido. Las razones Na/Mg son altas para Cachiyacu y Jamanco mientras que son bajas para las salidas exteriores, lo que sugiere también interacción agua-roca. En el diagrama Na vs Li existe una relación positiva entre estos elementos sin variaciones significativas entre los diferentes sectores. En la figura Mg vs Li existe razones Mg/Li bajas para las fuentes termales de Cachiyacu y Jamanco, mientras que los salidas exteriores tienen altos contenidos de Mg, sugiriendo mayor interacción agua roca para las salidas exteriores, posiblemente Li sale de las riolitas y Mg se queda en las illitas.



**Figura 5.9 Relaciones Na vs K, Na vs Mg, Na vs Li y Mg vs Li para las aguas del Chacana cuyas concentraciones son presentadas en ppm.**

#### 5.4.2. GEOTERMÓMETROS.

Un geotermómetro asume el equilibrio entre el agua y una o varias fases minerales, función solamente de la temperatura. En este caso, la solubilidad o la relación de solubilidades entre las referidas fases minerales, reflejada en el análisis del agua, permite determinar las condiciones térmicas en las que se ha producido la reacción de equilibrio. La utilización de geotermómetros implica una serie de supuestos (Fournier et al., 1991):

- Las reacciones entre el agua y la fase mineral que se investiga deben ser función de la temperatura.
- Todos los elementos reaccionantes han de ser lo suficientemente abundantes, de manera que no exista limitación cuantitativa entre el soluto y el solvente.

- Se ha de alcanzar un equilibrio entre el agua y la fase mineral considerada a la temperatura interna en cuestión, que es la que se pretende averiguar.
- Los cambios de composición química durante el ascenso a la superficie han de ser mínimos.
- No ha de existir mezcla del agua termal ascendente con otras meteóricas de infiltración reciente o con otras geotérmicas.

En definitiva, para el uso de un geotermómetro químico en cuanto a fiabilidad de resultados, se deben considerar tres supuestos: a) que el tiempo de residencia del agua ( $T_r$ ) en el reservorio sea el necesario para que se establezcan los equilibrios necesarios; b) que el tiempo durante el ascenso del fluido termal ( $T_t$ ) sea corto para que no haya transferencia térmica; c) que el tiempo necesario para que tenga lugar la reacción de equilibrio ( $T_c$ ) sea elevado.

Es decir, debe cumplirse  $T_t < T_c < T_r$ .

Con los datos disponibles para la zona de estudio, se aplicaron 10 geotermómetros según los modelos propuestos por varios autores (Tabla 5.2).

**Tabla 5.2 Geotermómetros según varios autores utilizando la química de las aguas muestreadas para Cachiyacu y Jamanca.**

Geotermómetros considerando diferentes elementos, propuestos por varios autores.											
		E	FT	DSR	A	C	Qz	FM	FMs	FT	KM
		Na/K	Na/K	Na/K	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Na/Li	Na/Li	Na/K/Ca	Mg/Li
Cachiyacu	E13	175,4	170,8	177,8	42,7	142,6	165,8	137,7	347,9	278,8	193,9
	E14	178,6	174,3	180,9	23,5	119,0	144,9	137,9	348,4	266,0	188,5
	E16	173,1	168,3	175,5	46,5	147,3	169,9	138,0	348,5	278,0	187,4
Jamanca	E1	58,2	47,2	62,2	-4,3	84,5	113,5	94,1	266,8	150,7	233,7
	E2	59,1	48,2	63,1	-13,1	73,5	103,3	94,5	267,5	149,5	232,7
	E3	67,5	56,9	71,4	-6,6	81,6	110,9	99,3	276,4	158,3	244,2
	E4	101,6	92,3	105,2	19,8	114,5	140,8	109,3	294,5	201,5	243,5
	E7	116,4	107,9	119,8	23,5	119,0	144,9	112,9	301,4	217,8	237,3

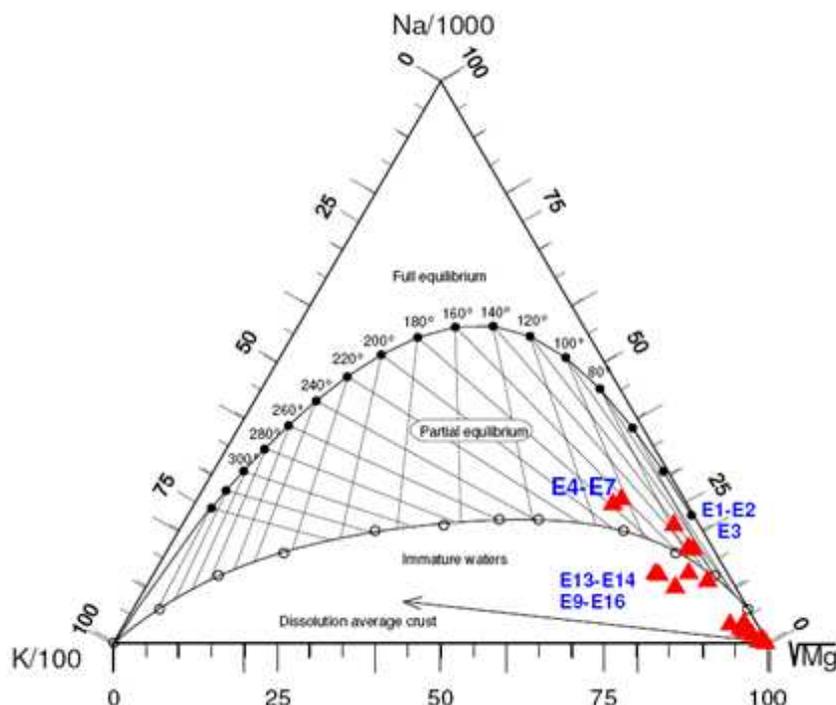
Na/K. E: Ellis, 1970; Na/K. FT: Fournier y Truesdell, 1973; Na/K. DSR: Diaz et,al , 2008; SiO<sub>2</sub>. A: sílice amorfo; SiO<sub>2</sub>. C: sílice calcedónico; SiO<sub>2</sub>. Qz: cuarzo; Na/Li. FM: Fouillac y Michard, 1981 -salinidad baja; Na/Li. FMs: Fouillac y Michard, 1981 -salinas y sal muertas; Na/K/Ca. FT: Fournier y Truesdell, 1973; Mg/Li. KM: Kharaka y Mariner, 1989.

Para que los geotermómetros sean aplicables debe existir equilibrio agua – roca; considerando el diagrama triangular Giggenbach (Fig. 5.10). Las aguas del sector

de Jamanco están en equilibrio parcial (E1, E2, E3, E4, E7), mientras que las aguas del sector de Cachiyacu están en el límite entre aguas inmaduras y equilibrio parcial (E13, E14, E9, E16). Para las otras fuentes termales no se cumple los supuestos para la aplicación de geotermómetros.

Los geotermómetros de Na/K dan temperaturas parecidas entre sí, sin embargo su aplicación es limitada en estos fluidos ya que los relativamente altos contenidos de Ca afectan a este geotermómetro. Los geotermómetros de SiO<sub>2</sub> son poco aplicables ya que las concentraciones de SiO<sub>2</sub> son pequeñas. Dada la alta salinidad de las aguas y el contenido de Ca, los mejores geotermómetros para estas aguas son los de Na/Li para aguas salinas y Na/K/Ca. El geotermómetro de Mg/Li es aplicable para las aguas del sector Cachiyacu y Jamanco en donde sus concentraciones indican poca interacción agua – roca.

Considerando estos geotermómetros se estimó una temperatura del reservorio de 230 °C para el sector de Jamanco y de 270 °C para el sector de Cachiyacu. Sin embargo para los cálculos serán consideradas como temperaturas 200 °C y 240°C para Jamanco y Cachiyacu respectivamente.

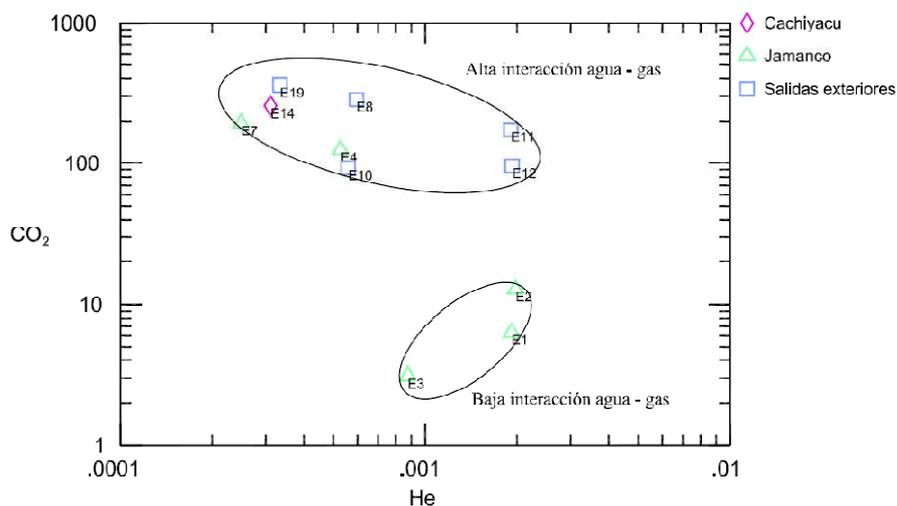


**Figura 5.10 Diagrama de madurez de las aguas de Giggenbach. Jamanco en equilibrio parcial y Cachiyacu en el límite de equilibrio parcial (Tomado de Beate et al., 2009).**

### 5.4.3. GEOQUÍMICA DE GASES.

Se disponen de análisis para gases burbujeantes (muestras E4, E8, E9, E15 y E17 (Anexo 7)) del contenido de O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> en (%Vol); He, CO, Ne, CH<sub>4</sub> en (ppmVol); composiciones isotópicas de He son expresadas en R/Ra corregidas para contaminación atmosférica (Ra= 1,6 E-06); la composición isotópica de Carbón es expresada en delta por mil vs PDV estándar.

Las composiciones químicas de los gases muestran interacciones gas – agua, los contenidos de CO<sub>2</sub> en los gases disueltos tienen concentraciones que superan en los contenidos de las aguas en equilibrio con la atmósfera ASW (air saturated water). Las presiones parciales de He y CO<sub>2</sub> son mayores que las típicas aguas en equilibrio con la atmósfera (Anexo7), esto indica interacción entre gases volcánicos y las aguas subterráneas (Capasso and Inguaggiato, 1998). Jamanco tiene esencialmente baja interacción agua-gas, mientras que Cachiyacu y las salidas exteriores tienen altas interacciones; esto podría ser explicado por la presencia de la brecha Mogotes que impide el paso de los gases en Jamanco.

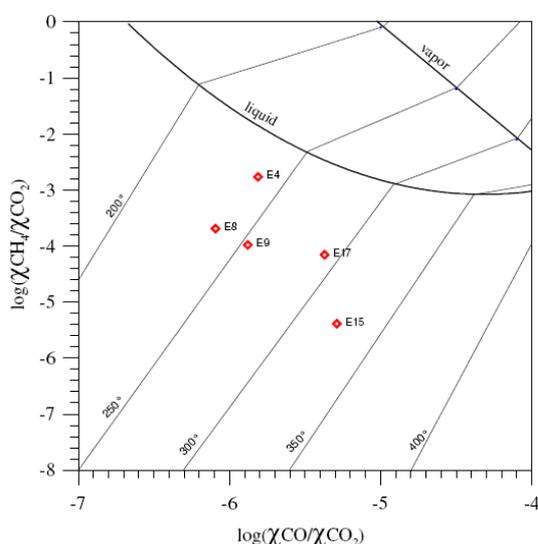


**Figura 5.11 CO<sub>2</sub> vs He (ccSTP/l), son ploteados los logaritmos de las concentraciones indicando baja y alta interacción agua – gas, Jamanco tiene esencialmente baja interacción agua-gas, mientras que Cachiyacu y las salidas exteriores altas.**

Una muestra de gases burbujeantes tiene alto contenido de Helio de hasta 136 ppmVol (Fuente termal de Jamanca). La composición isotópica de He para los gases burbujeantes tiene rangos de 2,6 – 7,1 (R/Ra corregidas para contaminación atmosférica; Ra= 1,6 E-06), estos altos valores indican una contribución magmática. La composición isotópica de  $d^{13}C(CO_2)$  tiene rangos de -10,5 - -5,4 delta por mil vs PDV estándar, sugiriendo también una contribución magmática (Beate et al., 2009).

Los altos valores de la composición isotópica de He sugieren un proceso de enfriamiento y desgasificación de un cuerpo de magma aun rico en volátiles (Inguaggiato et al., 2005).

Considerando el diagrama  $\log CH_4-CO_2$  vs.  $\log CO/CO_2$  (Fig. 5.13), se estimó la temperatura del reservorio de las aguas termales de Cachiyacu y Jamanca, obteniendo temperaturas de alrededor de 320 °C y 230 °C respectivamente. Estos valores son consistentes con los datos obtenidos usando geotermómetros de aguas.



**Figura 5.12  $\log(CO/CO_2)$  vs.  $\log(CH_4/CO_2)$  para gases burbujeantes. Temperaturas profundas estimadas para las áreas de Jamanca y Cachiyacu de 250 °C y 300 °C respectivamente (Tomado de Beate et al., 2009).**

## **5.5. PROSPECTOS GEOTÉRMICOS.**

### **5.5.1. PROSPECTO GEOTÉRMICO CACHİYACU.**

#### **5.5.1.1. UBICACIÓN Y ACCESO.**

El Prospecto Geotérmico Cachiyacu es delimitado mediante datos de superficie sobre todo de las fuentes termales y de la alteración hidrotermal, cubre una área de 20 km<sup>2</sup> (2000 ha) (Fig. 5.2). Se ubica en el interior de la Caldera Chacana a aproximadamente 4 km al SW de la Comunidad El Tambo, se encuentra entre las cotas de 3700 – 4100 msnm. Su margen oeste limita con el borde topográfico de la Caldera, hacia el Sur limita con la estructura volcánica Plaza de Armas y con el borde de la Caldera, hacia el Este limita con el cerro Cojanco y al Norte alcanza hasta el sector de Guamaní. Las aguas de este sector son drenadas en el Norte por el Río Tambo para luego desembocar en la laguna Papallacta, mientras que en el Sur es drenado por la Q. Sunfohuaycu que aguas abajo forma el Río Tumiguina. El único acceso corresponde a senderos desde la Comunidad El Tambo.

#### **5.5.1.2. DEPÓSITOS HIDROTERMALES ACTUALES EN CACHİYACU.**

Las fuentes termales presentes en el sector de Cachiyacu depositan actualmente travertino, junto a las fuentes existen terrazas de aproximadamente 10 m x 15 m con espesores mayores a dos metros. La salida de las fuentes termales ha ido migrando ya que estas sufren un autosellamiento debido a la depositación de carbonatos. Localmente, en las paredes de la roca caja, junto a las fuentes termales existen pequeñas capas menores a 0,5 cm de sales no identificadas de color blanco con aspecto pulverulento. En las fuentes termales de bajo caudal existen acumulaciones de óxidos de hierro. Las fuentes termales que tienen gases burbujeantes traen principalmente CO<sub>2</sub> y en menor cantidad N<sub>2</sub> y O<sub>2</sub>.

#### **5.5.1.3. MODELO GEOTÉRMICO PRELIMINAR PARA CACHİYACU.**

El modelo geotérmico preliminar presentado a continuación se basa en datos únicamente de superficie, tanto estructurales, geológicos y geoquímicos, los

cuales permiten realizar una primera interpretación del ambiente en profundidad y presentar un modelo geotérmico inicial del área de interés. El modelo geotérmico inicial e hipotético se discute a continuación.

#### **a. Fuente de Calor.**

Dentro del Prospecto Geotérmico Cachiyacu (2000 ha) existen varios domos y flujos de lava de composiciones entre andesitas ácidas y riolitas. Está rodeado por edificios volcánicos como Plaza de Armas, Tabla Rumi, Chusalongo y Singunay, los que presentan variaciones en la composición de sus productos entre andesitas hasta riolitas e incluso obsidiana. Todas estas manifestaciones rocosas en superficie son expresión y resultado de la presencia de cámaras magmáticas diferenciadas y eventualmente someras, que sirven como fuente de calor. El calor a partir de las cámaras magmáticas es transportado por conducción a través de las rocas del basamento hacia el reservorio. La profundidad de emplazamiento de las cámaras magmáticas podría estar a alrededor de 5 km. Considerando los edificios volcánicos dentro del prospecto como son Yanaurco, Plaza de Armas, San Clemente y un flujo intracaldera, el volumen aflorante estimado de estos cuerpos es de 3,2 km<sup>3</sup> y tienen una edad entre 240 – 270 ka.

#### **b. Basamento.**

Se propone que el basamento en este sector son rocas metamórficas Paleozoicas-Mesozoicas en el lado oriental del prospecto, y rocas volcánicas del Terreno Pallatanga de edad cretácica en el lado occidental. El límite entre estos cuerpos constituiría la falla Peltetec. La transferencia de calor en estas rocas es por conducción.

#### **c. Reservorio Geotérmico.**

El reservorio geotérmico son rocas permeables en donde se almacena el agua y la transferencia de calor generalmente se da por convección. En la zona de Cachiyacu parte del reservorio estaría constituido por las rocas volcánicas de la formación Pisayambo con aglomerados, brechas, tobas y lavas, y por las secuencias volcánicas pre-caldera que forman los flancos del Chacana. En la margen oriental del prospecto las rocas reservorio son las brechas y tobas que

rellenaron inicialmente la caldera. Se ha asignado para este prospecto un área de  $5 \times 4 \text{ km}^2$  (arbitrario), considerando la distribución de las zonas de alteración y las fallas (lineamientos) que cruzan por la zona (Fig. 5.2). La permeabilidad del reservorio está dada por la naturaleza de las rocas que la conforman, por afectación de las rocas por fallas antiguas y fallas activas y por fracturamiento hidráulico causado por la circulación de fluidos en el reservorio. Se considera de manera arbitraria que el reservorio podría tener un espesor de 1000 m con un tope a una profundidad de 1000 a 1500 m. Para los cálculos se considera que el reservorio tiene una temperatura geotermométrica de 240 °C.

#### **d. Capa Sello.**

Sobre el reservorio se encuentra la capa sello constituida por rocas poco permeables o impermeabilizadas que evitan la descarga del calor almacenado. En este prospecto la capa sello está constituida por las mismas rocas que forman el reservorio, además por tobas de relleno de la caldera y posiblemente las lavas andesíticas – dacíticas negras. Todas estas rocas han sufrido un proceso de alteración a través de la circulación de fluidos hidrotermales, provocando impermeabilización y auto-sellamiento de las rocas. La circulación de fluidos hidrotermales debió provocar alteración propilítica, desvitrificación y depositación de minerales en las zonas permeables, provocando además el aumento y enriquecimiento en arcillas y la impermeabilización de la roca sobre el reservorio.

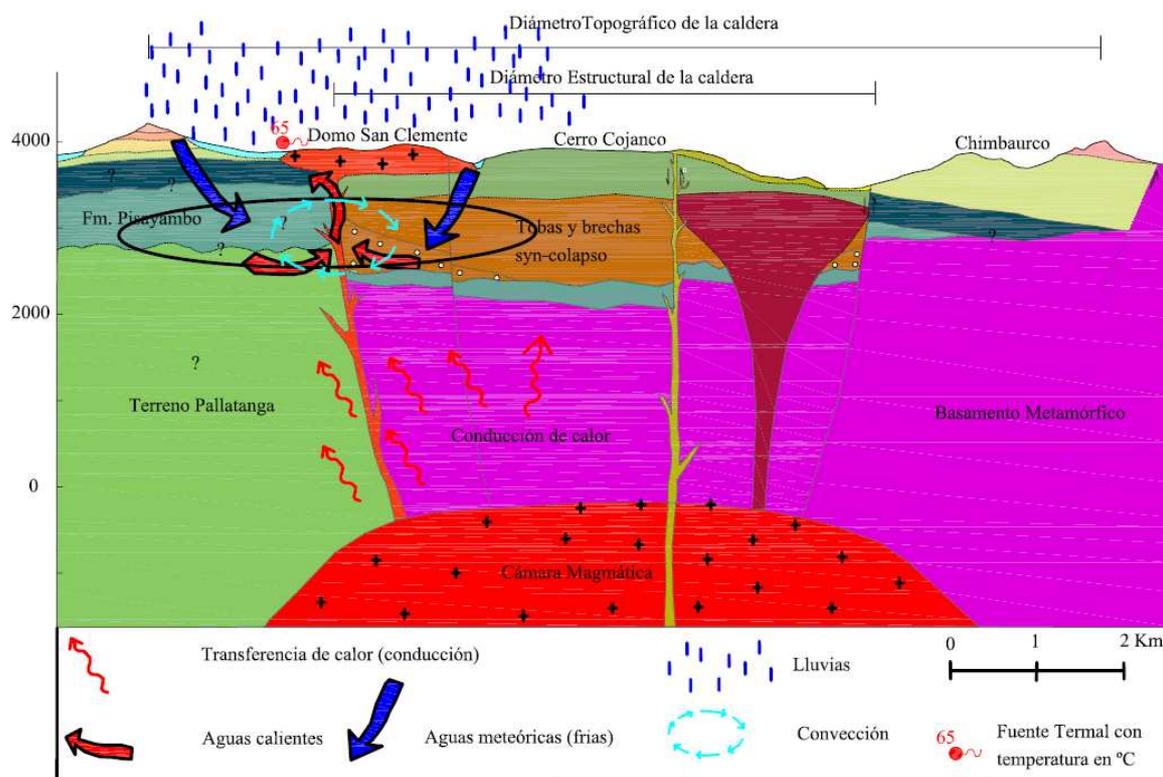
#### **e. Manifestaciones termales en superficie.**

Las expresiones superficiales del sistema geotérmico corresponden únicamente a manantiales de agua caliente, clasificadas de tipo alcalino cloruradas sulfatadas. Las fuentes termales se alinean siguiendo la ubicación de los lineamientos (fallas) y en los límites inferiores de los domos. Una descripción más detallada de los manantiales se presenta en la sección 5.3..

#### **f. Recarga.**

Son las aguas superficiales que alimentan al reservorio. En la zona de Cahiyacu corresponden a aguas de lluvia y escorrentía, las cuales se infiltran a través de

fallas y/o rocas permeables hacia el reservorio, y así reemplazan a los fluidos geotérmicos que son descargados en superficie como fuentes termales. En la zona de Papallacta la precipitación media anual es de 1290 mm (S.E.P.A.E.S., 1987) pero en Cachiycu debe ser más, lo cual asegura la recarga del sistema.



**Figura 5.13 Modelo geotérmico preliminar para la zona Cachiycu, la elipse indica la ubicación del reservorio geotérmico hipotético (Leyenda Geológica en Anexo 1).**

#### 5.5.1.4. EVALUACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO HIPOTÉTICO EN CACHIYACU.

En base al modelo geotérmico preliminar, se realiza una evaluación del potencial geotermoeléctrico tomando como base la metodología propuesta por el USGS (1978) para sistemas hidrotermales convectivos relacionados con fuentes ígneas, y con temperaturas mayores a 150 °C en el reservorio. El método cuantifica el Recurso Geotérmico Base Accesible del reservorio en unidades de  $10^{18}$  Joules, el cual se define como la energía térmica a profundidades suficientemente someras

para ser alcanzadas por perforaciones profundas, utilizando la tecnología actual, o la disponible en un futuro cercano.

La cantidad de energía térmica almacenada en el reservorio geotérmico se obtiene en base a la siguiente ecuación:

$$Q_r = R_c \times A \times D \times (T_r - T_{ref})$$

Dónde asumimos que:

$Q_r$  = es la energía térmica contenida en el reservorio permeable.

$R_c$  = calor específico por volumen (de roca más agua) y es igual a  $2.7 \text{ J/cm}^3 \text{ }^\circ\text{C}$ .

$A$  = área del reservorio (proyección a superficie) en  $\text{km}^2$ .

$D$  = espesor del reservorio en km.

$T_r$  = temperatura del reservorio en  $^\circ\text{C}$ .

$T_{ref}$  = temperatura media anual  $^\circ\text{C}$ .

También asumimos que el calor específico de la roca es  $2.7 \text{ J/cm}^3 \text{ }^\circ\text{C}$  y la porosidad es 15 %, como valores promedio. Por último asumimos que sólo el 13% de la energía térmica (MWt) del reservorio lo convertimos en electricidad (MWe), en un lapso de tiempo determinado, p.e. 30 años.

Este cálculo es una primera aproximación y está basado en la existencia hipotética de un reservorio, para el cual son asignadas dimensiones arbitrarias basadas en datos de superficie en función de la geología y geoquímica. Tampoco toma en cuenta la energía térmica presente en el basamento y en la capa sello.

La evaluación del potencial geotérmico que se presenta a continuación es una estimación del Recurso Geotérmico Base Accesible. Los datos del tipo de fluido y de la temperatura del reservorio son valores obtenidos mediante los análisis químicos de fluidos. La geometría del reservorio, como profundidad, espesor y extensión del mismo, son arbitrarios y están sugeridos de acuerdo a las observaciones en superficie sobre todo de las fuentes termales y la alteración

hidrotermal. Los valores de potencial geotérmico obtenidos corresponden a una primera aproximación hipotética.

Para este prospecto se asume que existe un reservorio geotérmico de tipo hidrotermal convectivo, agua – dominante (la fase que controla la presión en el reservorio es el agua que circula por los poros y fracturas de la roca), el cual tiene las siguientes características:

Tope del reservorio = 1.0 km de profundidad

Base del reservorio = 2.0 km de profundidad

Espesor = 1 km

Temperatura de equilibrio a profundidad = 240 °C

Temperatura de referencia (media anual) = 9 °C

Área de reservorio = 20 km<sup>2</sup>, 2000 ha.

Con estas características, la energía térmica almacenada en el reservorio es igual a  $12,474 \times 10^{18}$  Joules. Se considera arbitrariamente que se puede aprovechar únicamente el 10% de esta energía. Tomando en cuenta que la conversión de energía térmica a eléctrica es 13%, y considerando un período de 30 años, obtenemos un potencial geo-termoeléctrico de 171 MWe (megavatios de energía eléctrica).

## **5.5.2. PROSPECTO GEOTÉRMICO JAMANCO.**

### **5.5.2.1. UBICACIÓN Y ACCESO.**

El Prospecto Geotérmico Jamanco representa una área de 20 km<sup>2</sup> (2000 ha) y se encuentra en el interior de la Caldera Chacana. Se ubica entre la Comunidad El Tambo y la población de Papallacta entre los 3400 – 4000 msnm. Su límite E corresponde al borde estructural de la Caldera mientras que hacia el Norte se prolonga hasta la Comuna Jamanco y hacia el Sur hasta el Cerro Cojanco; el límite W corresponde a la Comunidad El Tambo. Este prospecto es cortado por el Río Tambo el cual desemboca sus aguas en la Laguna Papallacta.

Este prospecto es atravesado de E a W por la Vía Interoceánica y por la carretera vieja, mientras que en su borde Este, se ubica la carretera que se dirige hacia Termas y Mogotes. Por este sector atraviesa el Oleoducto de Crudos Pesados (OCP), SOTE para crudos livianos, una línea de transmisión eléctrica y tuberías de agua potable para Quito. La parte central de este prospecto no está contenida en ninguna área protegida.

#### **5.5.2.2. DEPÓSITOS HIDROTÉRMICOS ACTUALES EN JAMANCO.**

Las fuentes termales del sector de Jamanco depositan principalmente travertino y junto a los manantiales se forman pequeñas terrazas de carbonatos. La depositación actual de carbonatos es evidente ya que en las paredes de los tanques de captación de las piscinas y en los bordes de los tubos de transporte se depositan capas de varios centímetros de espesor de travertino. El travertino depositado en los tubos que transportan el agua hacia las piscinas de Jamanco presentan anomalías de Mn, Sr, Sb y As (Mn = 5710 ppm, Sr = 2653 ppm, Sb = 37,3 ppm, As > 10000 ppm) (Anexo 7).

#### **5.5.2.3. MODELO GEOTÉRMICO PRELIMINAR PARA JAMANCO.**

##### **a. Fuente de Calor.**

En la zona Jamanco, la fuente de calor constituyen las cámaras magmáticas que generaron los domos y flujos riolíticos presentes en la Loma Baños y Cojanco, que cortan a la diatrema freatomagmática Mogotes y a las andesitas – dacitas negras. Junto a la Loma Baños existe adosada una toba posiblemente asociada con la generación de estos domos. Estas cámaras magmáticas están relacionadas con la resurgencia de la caldera, y en su fase inicial con la generación de la diatrema Mogotes. A menos de 1 km al Sur del borde sur del prospecto geotérmico, se encuentra el centro de emisión del flujo Papallacta cuya erupción fue en el año 1773. La transferencia de calor desde las cámaras magmáticas al reservorio se da por conducción en las rocas del basamento. El nivel de emplazamiento de las cámaras magmáticas debe estar entre 4 – 6 km. El

volumen aflorante de los domos de la Loma Baños y Cojanco es de 3,22 km<sup>3</sup>, mientras que el flujo histórico de Papallacta tiene un volumen de 0,23 km<sup>3</sup>.

#### **b. Basamento.**

Las rocas basales de este sector corresponden al basamento metamórfico, las cuales debieron colapsarse con la formación de la caldera, y funcionar como un pistón durante los períodos de resurgencia. Sobreyaciendo a estas rocas están las secuencias volcánicas pliocénicas de la Fm. Pisayambo. Una parte importante del basamento en el sector debe estar consumido con la generación de la brecha (diatrema) Mogotes.

#### **c. Reservorio Geotérmico.**

Para este prospecto, el reservorio geotérmico está constituido por los conductos, diques, domos y criptodomas que intruyen a la brecha Mogotes. En menor proporción estaría constituida por flujos de lava, tobas y brechas del relleno inicial de la caldera que no fueron afectadas o fueron afectadas en menor grado con la generación de la brecha Mogotes. Dadas las rocas del reservorio, se prevé que la geometría del reservorio sea irregular y que podría alcanzar hasta 1 km de espesor. En esta zona existen fallas NE, E-W y NW las cuales dan permeabilidad a las rocas y facilitan la circulación de fluidos. El reservorio es de agua dominante y tiene una temperatura geotermométrica de 200 °C.

#### **d. Capa Sello.**

La brecha freatomagmática Mogotes constituye una excelente capa sello rodeando lateralmente al reservorio, en la parte superior las rocas de los domos, diques y conductos y las andesitas – dacitas negras son autoselladas por la circulación de fluidos hidrotermales causando alteración propilítica y aumento en el contenido de arcillas (esmectita).

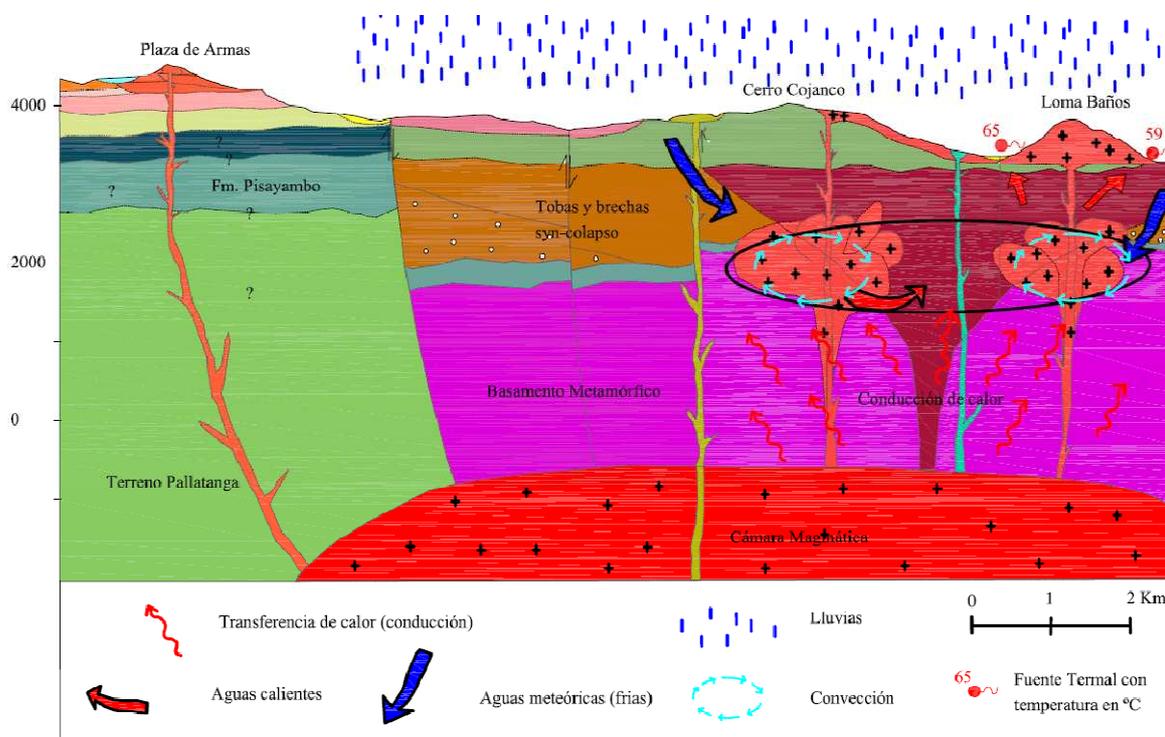
#### **e. Manifestaciones termales en superficie.**

Corresponde a manantiales de aguas calientes menores a 65 °C, ubicados en las márgenes y en el cauce del Río Tambo, entre la comunidad El Tambo y la unión de los ríos Sucus. Estas fuentes termales son controladas por una falla E-W

ubicada bajo el flujo de lava Sucus. Existen otras fuentes termales en el pie del domo de la Loma Baños posiblemente relacionadas a un sistema de fallas NE. Una descripción más detallada de los manantiales se presentó en la sección 5.3.

#### f. Recarga.

La recarga en este prospecto corresponde a aguas lluvia y a escorrentía superficial, la cual ingresa al sistema principalmente a través de los sistemas de fallas presentes en la zona. En el sector de Papallacta la precipitación media anual es de 1290 mm (S.E.P.A.E.S., 1987) y garantiza una recarga al sistema.



**Figura 5.14 Modelo geotérmico preliminar para la zona Jamanco, la elipse indica la ubicación del reservorio hipotético (Leyenda geológica en Anexo 1).**

#### 5.5.2.4. EVALUACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO HIPOTÉTICO EN JAMANCO.

Se asume que el reservorio de este prospecto geotérmico es de tipo hidrotermal convectivo, agua – dominante, el cual tiene las siguientes características:

Tope del reservorio = 1.5 km de profundidad

Base del reservorio = 2.5 km de profundidad

Espesor = 1 km

Temperatura de equilibrio a profundidad = 200 °C

Temperatura de referencia (media anual) = 9 °C.

Área de reservorio = 20 km<sup>2</sup>, 2000 ha.

Considerando estas características, la energía térmica almacenada en el reservorio es igual a  $10,314 \times 10^{18}$  Joules. Si se considera que se puede aprovechar únicamente el 10 % de esta energía y tomando en cuenta que la conversión de energía térmica a eléctrica es 13%, y considerando un período de 30 años, obtenemos un potencial geo-termoeléctrico de 142 MWe (megavatios de energía eléctrica).

### **5.5.3. PROSPECTO GEOTÉRMICO CHACANA SUR.**

Si se considera como un mismo prospecto a la zona de Cachiyacu y Jamanco, esta zona tiene una forma rectangular alargada (aproximadamente 12 km x 3.2 km) con dirección NE-SW, se ubica entre las dos fallas más grandes de la zona de estudio las cuales tienen una dirección NE-SW (Fig. 5.2) y corresponden a los lineamientos del río Tambo y Tumiguina. Esta interpretación se justifica ya que entre estas fallas están todas las zonas de alteración hidrotermal y todas las fuentes termales (manantiales de agua caliente) de la zona sur de la caldera. El centro de emisión del flujo de lava Papallacta está en la parte central del prospecto. Todas las fallas de la zona de estudio atraviesan por este prospecto creando condiciones permeables para el reservorio.

Considerando como un mismo reservorio todo el prospecto geotérmico, y que es de tipo hidrotermal convectivo, agua – dominante con las siguientes características:

Tope del reservorio = 1,5 km de profundidad

Base del reservorio = 2,5 km de profundidad

Espesor = 1 km

Temperatura de equilibrio a profundidad = 230 °C

Temperatura de referencia (media anual) = 9 °C.

Área de reservorio = 38,4 km<sup>2</sup>, 3840 ha.

La energía térmica almacenada en el reservorio es  $22,91 \times 10^{18}$  Joules. Si se considera que se puede aprovechar únicamente el 10 % de esta energía, y tomando en cuenta que la conversión de energía térmica a eléctrica es 13%, y considerando un horizonte de 30 años, obtenemos un potencial geotermoeléctrico de 315 MWe (megavatios de energía eléctrica).

## **5.6. CONTENIDO Y FLUJO DE CALOR.**

El contenido de calor de una cámara magmática depende principalmente del volumen de magma y de la temperatura. Considerando una temperatura promedio para un magma silicatado de 850 °C el cual tiene un calor latente de cristalización de 270 J/g, una capacidad calórica de 1,25 J/g/°C y una densidad promedio de 2.5 g/cm<sup>3</sup>. El total de calor liberado de 850 a 300 °C es alrededor de 960 J/g (Goff & Janik, 2000). Si se considera únicamente al Plaza de Armas y a los productos dacíticos y riolíticos intracaldera en la zona de estudio, durante el período de actividad entre 240 – 211 ka, y asumiendo que el magma extruido corresponde al 10 % de magma generado, se tiene durante este período un volumen mínimo de magma emplazado de 60 km<sup>3</sup>, en donde el calor liberado del magma si se enfriara de 850 a 300 °C sería  $1,44 \times 10^{20}$  J. Este valor representa un valor mínimo para la zona sur de la Caldera Chacana, ya que solamente considera los productos de un rango de tiempo, de composición y de una región de la caldera. No se consideran los productos volcánicos extruidos fuera de la zona de estudio durante este mismo período, ni durante otros períodos.

Si consideramos el último período de actividad volcánica en la caldera, correspondiente a la emisión de dos flujos de lava Pinantura y Papallacta,

caracterizados como andesitas ácidas. Se tendría un volumen de magma emplazado de  $7.1 \text{ km}^3$  (volumen en superficie  $0,71 \text{ km}^3$ ), el cual representa un calor liberado de  $1,7 \times 10^{19} \text{ J}$ .

El flujo promedio mundial de transferencia de calor es de  $82 \text{ mW/m}^2$ , el cual corresponde a un flujo de  $99 \text{ mW/m}^2$  en los fondos oceánicos y a  $57 \text{ mW/m}^2$  en los continentes (Uyeda, 1988). El flujo de calor en superficie es una función del tiempo y está dado por:

$$q(t) = T_e k (\pi K t)^{-\frac{1}{2}} \exp\left(\frac{-z^2}{4\pi t}\right)$$

$z$  = profundidad del tope del cuerpo de magma.

$T_e$  = temperatura de la intrusión menos la temperatura ambiente.

$k$  = conductividad térmica de la roca sobreyacente.

$K$  = difusividad térmica del magma.

El máximo flujo de calor disponible ( $q_{\max}$ ) está dado por  $q_{\max} \approx 0,5 \frac{T_1 k}{z}$  ( $T_1$  temperatura de emplazamiento), alcanzado en un tiempo  $t = \frac{z^2}{2K} \approx 0,016 z^2$ .

Considerando una temperatura de  $850 \text{ }^\circ\text{C}$ , un valor promedio de conductividad térmica ( $k$ ) para la corteza continental de  $2,5 \text{ W/m}^\circ\text{C}$  y una profundidad de emplazamiento para la cámara magmática de  $5 \text{ km}$ , se tiene un flujo de calor máximo para la caldera de  $210,25 \text{ mWm}^{-2}$ , para una edad de  $400000$  años. Este valor es cuatro veces el flujo de calor de la corteza continental. Hasta la fecha no hay mediciones directas del flujo de calor ni en la zona Chacana ni en el resto del país.

## 5.7. COMENTARIOS.

La Caldera Chacana está ubicada en la zona Norte de la Cordillera Real, en el complejo riolítico propuesto por Hall & Mothes (2008). Mide  $32 \text{ km}$  N-S por  $18-24 \text{ km}$  E-W (Hall & Mothes, 2001) y se formó de la gran emisión de magma riolítico, formando la superficie conocida como Tablones de edad entre  $0.75-0.98 \text{ Ma}$  (Hall

& Mothes, 2001). Otras grandes calderas a nivel mundial y de edades similares son la caldera Aira en Japón (18x22 km), Toba en Indonesia (30x80 km), Long Valley en Estados Unidos (15x30 km), Valles en Estados Unidos (20x22 km), Cerro Galán en Argentina (25x35 km), Yellowstone en Estados Unidos (60 km) con gran potencial geotérmico, entre otras (Lipman, 2000).

Los estudios volcánicos en las calderas son enfocados a más del riesgo sísmico y volcánico para el aprovechamiento de recursos como depósitos de mena, generación eléctrica y evaluar los potenciales efectos de las grandes erupciones en el clima global. En el caso de la Caldera Chacana, esta constituye un centro volcánico activo con erupciones en períodos históricos. Presenta amplias zonas de alteración hidrotermal, existiendo una brecha con concentraciones de Sb que sobrepasan los 2000 ppm (Anexo 6). Las grandes erupciones plinianas del Chacana con las tefras Pifo A y Pifo B, debieron afectar el clima de toda la región.

Considerando los recursos geotérmicos en la caldera, presenta dos prospectos con potenciales de 171 y 142 MWe, constituyéndose en una muy buena alternativa para la generación eléctrica del país.

La geotermia al utilizar directamente el calor de la tierra, presenta costos de operación muy bajos, sin embargo, la perforación y terminación de un pozo representan entre el 30 y 50 % del costo de inversión del proyecto, y resulta ser mucho mayor que los costos de inversión para las centrales convencionales.

Se estima que el costo de capital (incluyendo el costo de taladrado) de plantas geotérmicas con capacidad desde 50 MWe a 150 MWe decrecen exponencialmente de acuerdo a la siguiente relación:  $CC=2500e^{-0.0025(P-5)}$  Miles de Dolares. En donde CC representa el costo del capital y P es la potencia del proyecto". Para P=50 MWe el costo de capital es  $CC=2797.68$  Miles de Dolares y para P=150 MW  $CC= 3592.29$  Miles de Dolares (Geothermal Energy Association)

En Ecuador en el año 2009, la generación eléctrica a través de recursos renovables representó el 42 % del total de la potencia efectiva (Fig. 5.15), la implementación de la energía geotérmica constituiría una importante alternativa que permitiría reducir el consumo de combustibles fósiles para la producción de electricidad, además es un recurso renovable, poco contaminante, relativamente

abundante y con un elevado factor de planta (90%) apto para producir carga base (Beate, 1991).

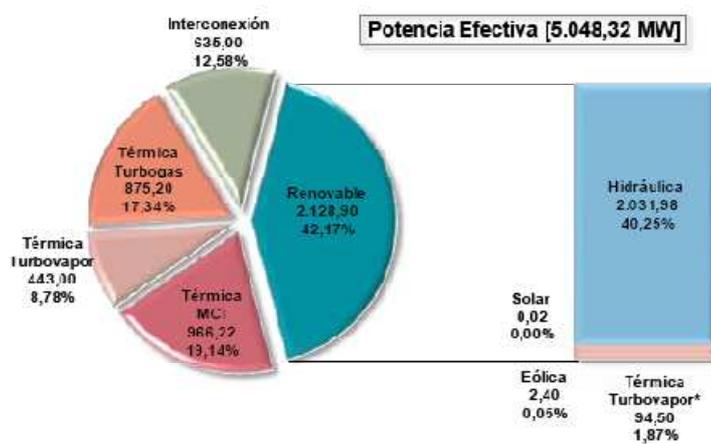


Figura 5.15 Potencia efectiva según el tipo de energía en el año 2009 (CONELEC, 2010).

## CAPÍTULO 6

### 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

#### 6.1. CONCLUSIONES.

El área de estudio corresponde a la zona sur de la Caldera Chacana, en la cual existen grupos litológicos y estructuras que representan procesos y épocas diferentes, cuyos elementos se ajustan a los elementos teóricos de una caldera. Los elementos encontrados que evidencian que Chacana es una caldera son borde topográfico, borde estructural, diques anulares, domos resurgentes, sedimentos intracaldera levantados, flujos en el interior de la caldera, vitrófiros y riolitas en los flancos exteriores de la caldera, brechas syn colapso.

Genéticamente, en la zona de estudio existen tres grupos diferentes de rocas que son el basamento, flanco exterior de la caldera y actividad post-colapso.

- Las rocas del basamento son metamórficas de edad paleozoica-mesozoica al Este del borde estructural occidental de la caldera, estas rocas afloran únicamente en el sector este de la zona de estudio. Se propone que hacia el Oeste del borde estructural occidental de la caldera, el basamento correspondería a rocas del terreno Pallatanga, y que este borde estructural es una prolongación de la falla Peltetec. Sobre estos dos grupos de rocas existen secuencias volcánicas pliocénicas correspondientes a la Fm. Pisayambo y a una campo volcánico andesítico (cluster) que precedió a la caldera.
- El flanco exterior de la caldera está construido por al menos tres períodos evolutivos, con productos entre andesitas y riolitas cada uno. La parte superior corresponde a ignimbritas y vitrófiros que forman la superficie conocida como Tablones generadas durante la formación de la caldera (0,8 Ma).
- Durante la actividad post-colapso existe una fase en la cual se depositaron brechas gravitacionales formando el relleno inicial de la caldera, seguido de la depositación de lavas andesíticas-dacíticas negras sobrepuestas por

sedimentos lacustres. Los sedimentos en la posición actual sugieren la resurgencia de la caldera causada por la intrusión de un sill/lacólito (inferido). Esta intrusión es evidenciada también por la presencia de domos y flujos riolíticos tempranos así como la Brecha freatomagmática Mogotes (Diatrema). Durante 240 a 211 ka habría existido una fuerte actividad (andesítica – riolítica e incluso flujos de obsidiana) en el interior y en los márgenes de la caldera. Durante este período se da el emplazamiento de domos intracaldera, flujos en el interior, en el borde y en los flancos. Entre 40 y 20 ka se habrían generado varios flujos andesíticos y dacíticos en el interior (p.e. flujo Sucus), en el borde y en los flancos de la caldera. Existen dos flujos de lava históricos caracterizados como andesitas ácidas asociadas a la caldera que son el flujo Pinantura y el flujo Papallacta generados en 1728 y 1773 DC respectivamente.

La caldera se construye sobre una zona estructuralmente controlada por fallas transcurrentes regionales de orientación aproximada N-S y NNE, correspondientes a la Falla Peltetec al Oeste y a una prolongación de la falla Chingual al Este, las cuales presentan cizallamiento dextral y localmente generaran un ambiente extensional, favoreciendo la creación de la caldera y su alimentación magmática. Dentro del área de estudio existen varios lineamientos los cuales podrían ser la expresión de fallas. Se distinguen los sistemas Nororiental, Noroccidental y E-W. Fuera del área de tesis se diferencian también alineamientos N-S, siendo el más notorio el que une varios centros de emisión como son el del flujo de lava Yarangala al Norte, el del Cerro Potrerillos y el del flujo de lava Sucus.

Geoquímicamente las rocas de la zona presentan características típicas de rocas de arco continental con carácter calco-alcálico. Globalmente las correlaciones existentes entre los óxidos de elementos mayores y la sílice, y relaciones entre elementos trazas indican la participación de un proceso de cristalización fraccional dominante para Chacana. En la zona, existen varios periodos con productos entre andesitas y riolitas, sin embargo, en conjunto todos estos periodos están alineados en una misma tendencia, esto indica que, *a priori*, los procesos evolutivos son similares, independientemente de su edad relativa indicando una

realimentación de magma más básico para cada período. Las rocas más antiguas de cada serie en el Chacana tienen bajos contenidos de incompatibles mientras que las rocas más jóvenes son enriquecidas en estos elementos. El Antisana y el Chusalongo son estructuras diferentes al Chacana con características geoquímicas algo similares. En el complejo existen rocas con características “normales” de arco, intercaladas con rocas con carácter adakítico, solamente las rocas más jóvenes a 40 ka son todas adakitas; este carácter adakítico antes que adakitas propiamente dichas serían generados por procesos de asimilación-cristalización fraccionada durante el ascenso de los magmas hacia la superficie.

Las manifestaciones superficiales de un sistema geotérmico corresponden a manantiales de agua caliente de hasta 65 °C. Las aguas del sector de Jamanco y Cachiyacu son fluidos alcalinos clorurados sulfatados con poca influencia carbonatada, de estos fluidos los del sector de Cachiyacu tienen mayor influencia alcalino clorurada y en menor proporción sulfatada. Las aguas de las salidas exteriores son alcalino bicarbonatadas. La temperatura de reservorio estimada para Cachiyacu es 270 °C y para Jamanco 230 °C. De acuerdo con las composiciones isotópicas de deuterio (dD) y oxígeno (d<sup>18</sup>O) se concluye que las aguas tienen como recarga principal un origen meteórico. Las composiciones químicas de los gases muestran interacciones gas – agua, además hay interacción entre gases volcánicos y las aguas subterráneas. Los altos valores de la composición isotópica de He sugieren un proceso de enfriamiento y desgasificación de un cuerpo de magma aun rico en volátiles.

Considerando que los reservorios geotérmicos son de tipo hidrotermal convectivo, agua – dominante y que se puede aprovechar únicamente el 10 % del recurso, en un horizonte de 30 años, el prospecto Cachiyacu tiene un potencial geotermoeléctrico de 171 MWe; el prospecto geotérmico Jamanco tiene un potencial geotermoeléctrico de 142 MWe; considerando que en la zona existe un solo gran prospecto éste tendría un potencial geotermoeléctrico de 315 MWe.

## 6.2. RECOMENDACIONES.

- Se recomienda para futuros estudios hacer dataciones de rocas. Estas dataciones deberían estar referidas tanto al relleno intracaldera (Domos de los diferentes períodos, flujos de lava) como a los flancos que construyen el edificio Chacana, con el fin de determinar si las secuencias basales corresponden a la Fm. Pisayambo o al edificio de la caldera. De acuerdo a esto se recomienda datar:
  - Ignimbritas y vitrófiros Carihuaycu (U2), secuencia volcánica Chimbaucú (U3), secuencia volcánica Tihuapugro (U8), vitrófiros y dacitas (U11).
  - Lavas andesíticas dacíticas negras (U14).
  - Domos intracaldera.
  - Chusalongo (U20), Plaza de Armas (U19), Tabla Rumi (U18), Singunay (U24).
- Se recomienda también hacer análisis de composición mineral mediante microsonda electrónica, que permitiría aplicar geotermómetros y geobarómetros, que nos indicarían las condiciones de temperatura y presión del reservorio o reservorios magmáticos. Además análisis isotópicos (Pb, Sr, Nd, O) con el fin de determinar la fuente de los magmas y los procesos en la corteza superior.
- En una fase posterior de investigaciones se debería realizar prospección geofísica, empleando preferentemente métodos magneto-telúricos de gran alcance, para con estos localizar el reservorio geotérmico, así como las fuentes de calor (cuerpos de magma).
- Se recomienda realizar estudios de flujo de calor así como perforaciones, en las que se pueda medir la temperatura y determinar el gradiente geotérmico.
- Se recomienda instalar equipos de monitoreo sísmico y volcánico en toda la Caldera Chacana, ya que este corresponde a un centro volcánico activo con flujos extruidos en épocas históricas.

- Se debe realizar estudios tectónicos a detalle en toda la Caldera, para determinar si los lineamientos presentados en este trabajo efectivamente corresponden a fallas, y para conocer su naturaleza y movimiento de estas.

## REFERENCIAS

- Aggarwal, P., Soulas, P. and García, D. (1983). Contemporary Tectonics of the Venezuelan Andes and Northern Colombia., 10th Carib. Geol. Conf. Cartagena, Colombia, pp. 16 - 17.
- Annen, C., Blundy, J., Sparks, R. (2006). The genesis of calc-alkaline intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones., *Journal Petrology*, 47, pp. 505 – 539. doi:[10.1093/petrology/egi084](https://doi.org/10.1093/petrology/egi084)
- Arculus, R., Lapierre, H. and Jaillard, E. (1999). Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology*, 27, pp. 547–550. doi: [10.1130/0091-7613\(1999\)027<0547:GWISAA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0547:GWISAA>2.3.CO;2)
- Aspden, J., Fortey, N., Litherland, M., Viteri, F., and Harrison, S. (1992a). Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana., *J. of South American Earth Sciences*, 6, 3, pp. 123 – 132.
- Aspden, J., Harrison, S. and Rundle, C. (1992b). New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 6, pp. 77– 96.
- Aspden, J. and Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador., *Tectonophysics*, 205, pp. 187 - 204.
- Baldock, J. (1982). Geología del Ecuador. Boletín de la explicación del Mapa Geológico (1: 1000000) de la República del Ecuador. Dir. Gen. Geol. y Minas, Quito (no publicado).
- Black, J. y Solís, C. (1991). Naturaleza y Geografía Ecuatoriana como elemento a considerarse en el desarrollo de una reserva de recursos., *Est. Geogr., Corp. Edit. Nacional*, Quito, 4, pp. 85 - 90.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. and Santacroce, R. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador., *Geol. Mug.*, 125, 1, pp. 1-14.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larsen, P. and Kurz, M. (1998). Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes., *Earth Planet Sci.*, 154, pp. 153 – 166. doi:[10.1016/S0012-821X\(97\)00141-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00141-6)
- Barragán, R., Baby, P. and Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence., *Earth and Planetari Sci Let.*, 236, pp. 670-690.
- Beate, B. (1991). La Geotermia: Conceptos Generales, Aplicaciones y Estado Actual en el Ecuador., *Est. Geogr., Quito*, 4, Corp. Edit. Nacional, pp. 71 – 83.

- Beate, B. and Salgado, R. (2005). Geothermal Country update for Ecuador, 2000 – 2005., Proceedings World Geothermal Congress, Antalya – Turkey.
- Beate, B., Hammersly, L., DePaolo, D., Deino, A. (2006). La edad de la Ignimbrita Chalupas, Prov. de Cotopaxi, Ecuador, y su importancia como marcador estratigráfico., Sextas jornadas en Ciencias de la Tierra, Escuela Politécnica Nacional – Departamento de Geología, Quito – Ecuador, pp. 68 – 71.
- Beate, B., Inguaggiato, S. Villares, F. (2009). Proyecto Geotérmico Chacana: Estudio de Pre-factibilidad inicial., ELECTROGUAYAS S.A., Quito, pp. 7-109. (Informe inédito).
- Bourdon, E., Eissen, J., Monzier, Robin, C., Martin, H., Cotten, J., Hall, M. (2001). Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism Beneath Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology*, v43, n2, pp. 199 – 217.
- Bourdon, E., Eissen, J., Gutscher, M., Monzier, M., Hall, M. and Cotton, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth Planet Sci.*, 205, pp.123–138.
- Bryant, J., Yogodzinski, G., Hall, M., Lewicki, J. and Bailey, D. (2006). Geochemical constraints on the origin of volcanic rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador., *J. Petrol.*, 47, pp. 1147–1175
- Capasso, G. and Inguaggiato S. (1998). A simple method for the determination of dissolved gases in natural waters. An application to thermal waters from Vulcano Island., Elsevier Science Ltd., 13, n5, pp. 631-642.
- Carrasco, A. (1987). Estudio Geológico del Area Tolontag – Quiscatola, Pintag, Provincia de Pichincha., Tesis de Grado – Escuela Politécnica Nacional, 168 p. (No publicado).
- Chiaradia, M., Fontbote, L. and Beate, B. (2004). Cenozoic continental arc magmatism and associated mineralization in Ecuador., *Mineral Dep.*, 39, pp. 204–222.
- Chiaradia, M., Muntener, O., Beate, B. and Fontigne, D. (2009). Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling., *Contrib. Mineral Petrol.*, DOI 10.1007/s00410-009-0397-2.
- Clapperton C. (1983). The Glaciation of the Andes., *Quaternary Science Reviews*, 2, pp. 83 – 155.
- Clapperton, C. (1987). Glacial geomorphology, Quaternary glacial sequence and palaeoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes., In: Gardiner, V. (ed.), *International Geomorphology 1986, Part II*, Wiley, London, pp. 843-870.
- Clapperton C. (1993). *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier Science Ltd.

- Clapperton, C. and McEwan, C. (1985). Late Quaternary moraines in the Chimborazo area., Ecuador. *Arctic and Alpine Research*, 17, pp. 135 - 142.
- Clapperton, C. and Vera, R. (1986). The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer., *Journal of Quaternary Science*, 1, pp. 45 - 56.
- CODIGEM – BGS (1997-2000). Informe Mapas Geológicos Cordillera Occidental, escala 1:200 000.
- CONELC (2010). Estadística del sector eléctrico ecuatoriano, resumen del año 2009. Quito – Ecuador, mayo 2010.
- Cosma, L., Lapierre, H., Jaillard, E., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., Mamberti, M. and Gabriele P. (1998). Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la Cordillère occidentale d'Équateur (0°30`S): implications tectoniques., *Bull. Soc. Geol. France*, 169, n6, pp. 739 – 751.
- Daly, M. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador., *Tectonics*, 8, pp. 769–790, doi: 10.1029/TC008i004p00769.
- Dashwood, M. and Abbotts, I. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente basin, Ecuador., In J. Brooks ed., *Classic petroleum provinces: Geol. Soc. of London, Special pub. 50*, pp. 89-117.
- Defant, M. and Drummond, M. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere., *Nature (Lond.)*, 347, pp. 662–665.
- Defant, M., Jackson, T., Drummond, M., De Boer, J., Bellon, H., Feigenson, M., Maury, R. and Stewart, R. (1992). The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica., an overview. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 149, pp. 569–579.
- Díaz, L., Santoyo, E. and Reyes J. (2008). Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquímicas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos., *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, n3, pp. 465-482.
- DINAGE (2007). Mapa Geológico de OYACACHI., escala 1:50.000, Quito.
- D.G.G.M. (1986). Hoja Geológica de Pintag., escala 1:50.000, Quito.
- Ego, F., Sebrier, M., Lavenu, Yepes, H. and Egüez A. (1993). Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Second ISAG, Oxford (UK)*, pp. 89 - 92.
- Ellis, A. (1970). Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems., *Geothermics*, 2, pp. 516 - 528.
- Faucher B. and Savoyat E. (1973). Esquisse Géologique des Andes del Equateur., *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 15, Fas. 1-2, pp. 115 – 142.

- Fouillac, C. and Michard, G. (1981). Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10, pp. 55 – 70.
- Fournier, R. (1991). Water geothermometers applied to geothermal energy., in D'Amore, F.(ed.), *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*, Rome, Italy, United Nations Institute for Training and Research/United Nations Development Programme (UNITAR/UNDP),pp.37-69.
- Fournier, R. and Truesdell, A. (1973). An empirical Na–K–Ca geothermometer for natural waters., *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5), pp. 1255 – 1275.
- Garrison, J. and Davidson, J. (2003). Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes., *Geology*, 31, pp. 565–568.
- Garrison, J., Davidson, J., Reid, M. and Turner, S. (2006). Source versus differentiation controls on U-series disequilibria: insights from Cotopaxi Volcano, Ecuador., *Earth Planet Sci.*, 244, pp. 548–565.
- Gill, J. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin, Springer, pp. 390.
- Goff, F. and Janik, C. (2000). *Geothermal Systems.*, In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. and Stix, J. (2000). *Enciclopedia of Volcanoes.*, Academic Press, pp. 1417.
- Goossens, P. and Rose W. (1973). Chemical Composition and Age determination of Tholeitic Rocks in the Basic Igneous Complex-Ecuador., *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, pp. 1711 – 1720.
- Hall, M. (1977). *El volcanismo en el Ecuador*. Instituto Panamericano de Historia y Geografía., Biblioteca Ecuador, Quito.
- Hall, M. and Beate, B. (1987). *Evaluación de los Peligros Potenciales de Erupciones Futuras en la Zona del Volcán Antisana, Ecuador.*, EMAP-Quito. (Informe inédito).
- Hall, M. and Beate, B. (1991). *El Volcanismo Plio-cuaternario en los Andes del Ecuador.*, Est. Geogr., Corp. Edit.Nacional, Quito, 4, pp. 5 – 17.
- Hall, M. and Mothes, P. (1987). *Eruption of Quilotoa Volcano: Burial of the Sigchos Culture, Ecuador.*, Proposal to National Geographic Society, Quito and Washington.
- Hall, M. y Mothes, P. (2001). *La Caldera de Chacana, el Centro Riolítico más grande de los Andes Septentrionales.*, Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito.
- Hall, M. and Mothes, P. (2008). *The Chacana Caldera Complex - Ecuador*. 2nd. Workshop on Collapse Calderas., Queretaro-Mexico. Abstract,Poster and PPP.
- Hastenrath, S. (1981). *The Glaciation of the Ecuadorian Andes*, Balkema, Rotterdam, pp. 159.

- Henderson, W. (1979). Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador., *Jl. Geol. Soc.*, London, 136, pp. 367 – 378.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J. and Cotton, J. (2007). Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador)., *J Volcanol Geotherm, Res* 159, pp. 366 – 392.
- Hoffer, G., Eissen, J., Beate, B., Bourdon, E., Fornari, M. and Cotton, J. (2008). Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: the Puyo cones and Mera lavas volcanic formations., *J. Vol. Geotherm*, 176, pp. 107–118.
- Hughes, R. and Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Ecuadorian Andes., *Tectonophysics*, 345, pp. 29 – 48.
- Inguaggiato, S., Martin, A., Aguayo, A., Capasso, G. and Favara, R. (2005). Isotopic, chemical and dissolved gas constraints on spring water from Popocatepetl volcano (Mexico): evidence of gas-water interaction between magmatic component and shallow fluids., *Journal of volcanology and geothermal research*, 141, pp. 91 – 108.
- Irvine, T. and Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks., *Can. J. Earth Sci.*, 8, pp. 523 – 548.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G. and Zambrano, I. (1995). Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting: Southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times., *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 62, pp. 615 – 631.
- Kepezhinskas, P., Defant, M. & Drummond, M. (1996). Progressive enrichment of island arc mantle by melt–peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(7), pp. 1217–1229.
- Kerr, A., Aspden, J., Tarney, J. and Pilatasig, L. (2002). The nature and provenance of accreted terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints., *J. Geol. Soc.*, London, 159, pp. 577 – 594.
- Kilian, R., Hegner, E., Fortier, S. and Satir, M. (1995). Magma evolution within the accretionary mafic basement of Quaternary Chimborazo and associated volcanos (Western Ecuador). *Rev Geol Chile.*, 22, pp. 203–208.
- Lavenu A. (1994). La Neotectónica. Ejemplos en el Ecuador., *Estudios de geografía*, Corporación Editora Nacional – Colegio de Geógrafos del Ecuador, 6, pp. 5 – 30.
- Lebrat, M., Megard, F., Dupuy, C. and Dostal, J. (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collisional Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, pp. 469 – 578.

- Lipman, P. (1984). The roots of ash flow calderas in Western North America: windows into the top of granitic batholiths., *Journal of Geophysical Research*, 89, n B10, pp. 8801 - 8841
- Lipman, P. (1997). Subsidence of as-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry., *Bull. Volc.*, 59, pp. 198 – 218.
- Lipman, P. (2000). Calderas., In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. and Stix, J. (2000). *Enciclopedia of Volcanoes.*, Academic Press, pp. 1417.
- Litherland, M., Aspden, J., Bermudez, R., Viteri, F. and Pozo, M. (1990). The Geology and Mineral Potential of the Cordillera Real, Ecuador., INEMIN-British Mission. Open File Report, BGS, Keyworth, Nottingham, UK, and INEMIN, Quito, pp. 111. (No publicado).
- Litherland M., Aspden, J. and Jemielita R. (1994). The Metamorphic belts of Ecuador., *Brithish Geological Survey, Overseas Memoir*, 11, pp. 147.
- Litherland, M., Zamora, A. and Eguez, A. (1993). Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1'000.000, CODIGEM-BGS, Quito.
- Litherland, M., Zamora, A. and Eguez, A. (1993). Mapa Tectono-Metalogénico de la República del Ecuador, escala 1:1'000.000, CODIGEM-BGS, Quito.
- Lopez de Alda, F. (1985). Geología del Cuaternario, entre el Ilaló y el Tablón, Prov. de Pichincha., Tesis de grado - EPN, Quito, pp. 184. (No publicado).
- Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Winkler, W. and Vallejo, C. 2005. Cretaceous block rotations in the coastal forearc of Ecuador: paleomagnetic, chronostratigraphic evidences, and implications for the origin and accretion of the blocks., in *Proceedings of the Third Swiss Geoscience Meeting, Program and Abstracts*, Zurich, Switzerland, pp. 95–96.
- Miyashiro, A., (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins., *Am. J. Sci.*, 274, pp. 321-355.
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M., Cotten, J., Mothes, P., Eissen, J. and Samaniego, P. (1997). Les adakites d'Equateur: modèle préliminaire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324, pp. 545–552.
- Müntener, O., Kelemen, P. and Grove, T. (2001). The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study., *Contrib. Mineral Petrol.*, 141, pp. 643–658.
- Noble, S., Aspden, J. and Jemielita, R. (1997). Northern Andean crustal evolution: new U-Pb geochronological constraints from Ecuador., *GSA Bulletin*, 109, n7, pp. 789 – 798 + 6 figuras + 2 tablas.

- Peccerillo, A. and Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey., *Contrib. Mineral Petrol.*, 58, pp. 63–81.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of NW Southamerica., *Journ. of Geophysical Res.*, pp. 86.
- Pérez, V. (1986). Estudio Geológico-Vulcanológico de la parte S-SE del Proyecto Geotérmico Valle de Los Chillos., Tesis de Grado - EPN, Quito, pp. 214. (no publicado).
- Pozo, M. (1982). Geología del Valle de Carihuaycu y sus alrededores al SE de Pifo. Provincia de Pichincha., Tesis de Grado – EPN, Quito, pp. 147. (no publicado).
- Quintanilla, V. (1983). Observaciones Fitogeográficas en el páramo de la Cordillera Oriental del Ecuador., *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, pp. 55-74.
- Reiss, W. (1929). Contribuciones para el conocimiento geológico de la región volcánica del Ecuador. Cartas del Dr. W. Reiss sobre sus exploraciones a las montañas volcánicas de los Andes Ecuatorianos. El Antisana, Traducidas del alemán por A. Martínez., *Anales de la Universidad Central, Quito, Tomo XLIII, n270*, pp 492 – 551.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M. and Mascle, G. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America., *Tectonophysics*, 307, pp. 235 – 254.
- Ringwood, A. (1974). The petrological evolution of island arc systems., *Journal of the Geological Society, London* 130, pp. 183 – 204.
- Rundle, C. (1988). Potasium-Argon ages for minerals from the Cordillera Real, Ecuador., In: *Third Annual Report of the Cordillera Real Geological Project, INEMIN-British Mission., Open File Report, BGS, Keyworth. Nottingham, UK, and INEMIN, Quito.* (no publicado).
- Sajona, F., Maury, R., Bellon, H., Cotten, J. & Defant, M. (1996). High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene Island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines)., *Journal of Petrology*, 37(3), pp. 693 – 726.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C. and Monzier, M. (2002). Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions., *Geology*, 30, pp. 967 – 970.
- Secretaría Ejecutiva para Asuntos Económicos y Sociales (S.E.P.A.E.S), Departamento de Desarrollo Regional Washington D. C., (1987). Comisión Mixta de Cooperación Amazónica - Ecuatoriano - Colombiana - Plan de

- Ordenamiento y Manejo de las Cuencas de los Ríos San Miguel y Putumayo.  
En: <http://www.oas.org/dsd/publications/Unit/oea32s/begin.htm>
- Sun, S. and McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes., In: Saunders, Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins.*, Geol. Soc. London Spec. Pub.,42, pp. 313–345.
- Sevilla, J., Hall, M., Echeverría, M. (2008). Investigaciones geológicas a nivel de factibilidad de las obras que componen la primera y segunda etapa del proyecto de agua potable Ríos Orientales: Trabajo realizado para UEPRO – EMAAP-Q.
- Soulas, J. (1986), Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas., VI Congr. Geol. Venez., Caracas,Venezuela(1985),10, pp.6639-6656.
- Soulas, J., Egüez, A., Yépez, H. and Perez, V. (1991). Tectónica activa y riesgo sísmico de los Andes Ecuatorianos y en el extremo sur de Colombia., Bol.Geol. Ecuat., 2, n1, pp. 3 -12.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D. and Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust., *Earth and Planetary Science, Letters* 5742, pp. 1-17.
- Schubert, C. and Clapperton, C. (1990). Quaternary Glaciations in the Northern Andes (Venezuela, Colombia and Ecuador)., *Quaternary Science Reviews*, 9,
- Stolz, A., Jochum, K., Spettle, B. & Hofmann, A. (1996). Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts., *Geology*, 24(7), pp. 587 – 590.
- Stubell, A. (1987). Antisana, Chacana, Sincholagua, Quilindaña, Cotopaxi, Rumuñahui y Pasochoa, un ejemplo para la manifestación eruptiva en focos situados a pequeñas distancias, bajo señales perceptibles de su debilitamiento y lenta extinción, en intervalos de tiempo limitado., Traducido del alemán por A. Martínez., *Anales de la Universidad Central, Quito*, pp. 339 – 352.
- Tschopp, H. (1953). Oil Explorations in the Oriente of Ecuador, 1938 – 1950., *Bull. AAPG*, 37, n10, pp. 2303 – 2347.
- Thomas, W., and Valentin, T. (2001). Formation of caldera periphery faults: an experimental study., *Bull Volcanol*, 63, pp. 191 – 203. DOI 0.1007/s004450100135.
- USGS (1978). *Assessment of Geothermal Resources of the United States.*, Muffler, L., Editor. Geological Survey, 790, pp. 163.
- USGS (2006), *FGDC Digital Cartographic Standart for Geologic Map Symbolization.*, Geologic Data Subcommittee – Federal Geographic Data

- Committee, Prepared by the U.S. Geological Survey for the Federal Geographic Data Committee. FGDC Document Number FGDC-STD-013-2006.
- Uyeda, S. (1988). Geodynamics, in Handbook of terrestrial heat-flow density determinations., Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, pp. 486.
- Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene)., PhD Thesis, ETH, pp. 208.
- Vera, R. y Lopez, R. (1986). El Origen de la Cangahua., Paisajes Geográficos, Revista del Centro Panamericano de Estudios e Investigaciones Geográficas, Quito, 16, pp. 21 – 28.
- Wallrabe-Adams, H. (1990). Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the Basic Igneous Complex., Tectonophysics, 185, pp. 163 – 182.
- Willians, M. (2001). Geoquímica y Ambiente, Algunas Aplicaciones de la Información Geoquímica de la Cordillera Occidental., UCP PRODEMINTCA, primera edición, Quito-Ecuador.
- Wolf, T. (1982). Geografía y Geología del Ecuador., Ed. Casa de la Cultura Ecuatoriana, Quito.
- Wyllie, P. & Sekine, T. (1982). The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization., Contributions to Mineralogy and Petrology, pp. 375 – 380.

[www.worldbank.org/html/fdp/energy/geothermal](http://www.worldbank.org/html/fdp/energy/geothermal)

[www.eere.energy.gov/geothermal/powerplants.html](http://www.eere.energy.gov/geothermal/powerplants.html)

[www.geo-energy.org](http://www.geo-energy.org)

<http://geothermal.marin.org>