

REPÚBLICA DEL PERÚ
SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO
DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL



PROYECTO DE INVESTIGACIÓN GR - 4

**ESTUDIO DEL VOLCANISMO CENOZOICO (GRUPO CALIPUY)
Y LOS YACIMIENTOS EPITERMALES ASOCIADOS,
DEPARTAMENTOS DE LA LIBERTAD Y ANCASH**

POR :

**Marco Rivera Porras
Robert Monge Miguel
Pedro Navarro Colque
Natalio De La Cruz Bustamante
Julio De La Cruz Wetzell**

INGEMMET

**LIMA - Perú
Diciembre - 2005**

REPÚBLICA DEL PERÚ
SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO
DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL



PROYECTO DE INVESTIGACIÓN GR - 4

**ESTUDIO DEL VOLCANISMO CENOZOICO (GRUPO CALIPUY)
Y LOS YACIMIENTOS EPITERMALES ASOCIADOS,
DEPARTAMENTOS DE LA LIBERTAD Y ANCASH**

POR :

**Marco Rivera Porras
Robert Monge Miguel
Pedro Navarro Colque
Natalio De La Cruz Bustamante
Julio De La Cruz Wetzell**

INGEMMET

**LIMA - Perú
Diciembre - 2005**

CONTENIDO

RESUMEN

CAPITULO I. GENERALIDADES.....	1
1.1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.3 METODOLOGÍA.....	3
1.4 BASE CARTOGRÁFICA E IMÁGENES DE SATELITE.....	6
1.5 TRABAJOS ANTERIORES.....	6
CAPITULO II. MARCO GEOGRÁFICO.....	9
2.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	9
2.2 VIAS DE ACCESO.....	9
2.3 HIDROGRAFÍA.....	11
2.3.1 CUENCA DEL PACÍFICO.....	11
2.3.2 CUENCA DEL ATLÁNTICO.....	12
2.4 CLIMA.....	12
2.5 UNIDADES FISIAGRÁFICAS.....	13
2.5.1 PLANICIE COSTANERA.....	13
2.5.2 PIEDEMONTE OCCIDENTAL.....	17
2.5.3 PIEDEMONTE ORIENTAL.....	23
2.5.4 VALLES.....	23
CAPITULO III MARCO GEOLÓGICO.....	30
3.1 ESTRATIGRAFIA PRE - VOLCANISMO CENOZOICO.....	25
3.1.1 GRUPO CHICAMA.....	25
3.1.2 FORMACIÓN OYÓN.....	27
3.1.3 FORMACIÓN TINAJONES.....	28
3.1.4 GRUPO GOYLLARISQUIZGA.....	29
3.1.4.1 FORMACIÓN CHIMU.....	29
3.1.4.2 FORMACIÓN SANTA.....	31
3.1.4.3 FORMACIÓN CARHUAZ.....	33
3.1.4.4 FORMACIÓN FARRAT.....	34
3.1.5 FORMACIÓN CHÚLEC.....	35
3.1.6 FORMACIÓN PARIATAMBO.....	35
3.1.7 GRUPO CASMA.....	36

3.1.8 FORMACIÓN HUAYLAS	39
3.1.9 ROCAS INTRUSIVAS	40
3.1.9.1 BATOLITO DE LA COSTA	40
3.1.9.2 STOCKS (ROCAS HIPABISALES)	42
3.2 MARCO TECTÓNICO	43
3.2.1 GENERALIDADES	43
3.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	46
3.2.2.1 ESTRUCTURAS PRE-VOLCANISMO CENOZOICO	46
3.2.2.2 ESTRUCTURAS POST-VOLCANISMO CENOZOICO	49
3.2.3 DOMINIOS ESTRUCTURALES	51
3.2.3.1 DOMINIO DE LA COSTA	51
3.2.3.2 DOMINIO CORDILLERANO	52
3.2.3.3 DOMINIO ORIENTAL	54
CAPITULO IV ESTRATIRAFÍA DEL VOLCANISMO CENOZOICO (GRUPO CALIPUY)	56
4.1. SECUENCIA TABLACHACA	60
4.1.1 PETROGRAFÍA	65
4.2 SECUENCIA HUARIPAMPA	66
4.2.1 PETROGRAFÍA	67
4.3 SECUENCIA JATUNCUNCA	68
4.3.1 PETROGRAFÍA	71
4.4 SECUENCIA PUCACOTO	72
4.4.1 PETROGRAFÍA	76
4.5 SECUENCIA BELLAVISTA	77
4.6 SECUENCIA SAN JOSE	79
4.7 VOLCÁN MATALA	82
4.7.1 PETROGRAFÍA	84
4.8 SECUENCIA HUARADAY	85
4.9 SECUENCIA PAJILLAS	86
4.10 SECUENCIA MONYUGO	88
4.11 SECUENCIA SOGOPEGAN	89
4.11.1 PETROGRAFÍA	94
4.12 VOLCÁN SALPO	96
4.12.1 PETROGRAFÍA	98
4.13 VOLCÁN SAN PEDRO	80

4.13.1 PETROGRAFÍA	101
4.14 SECUENCIA PACHACHACA	102
4.15 CALDERA CARABAMBA.....	103
4.15.1 PETROGRAFÍA	107
4.16 COMPLEJO VOLCANICO PACCHA-UROMALQUI.....	108
4.16.1 PETROGRAFÍA	110
4.17 VOLCÁN ULTO CRUZ – TICAS.....	111
4.17.1 PETROGRAFÍA	114
4.18 VOLCÁN MACON.....	115
4.18.1 PETROGRAFÍA	120
4.19 VOLCÁN PIEDRA GRANDE.....	120
4.19.1 PETROGRAFÍA	123
4.20 SECUENCIA SANTA ROSA.....	124
4.21 CALDERA CALAMARCA.....	126
4.21.1 SECUENCIA CALAMARCA I.....	126
4.21.1.1 PETROGRAFÍA	129
4.21.2 SECUENCIA TORITOS.....	130
4.21.2.1 PETROGRAFÍA	133
4.22 SECUENCIA ANGASMARCA.....	134
4.22.1 PETROGRAFÍA	137
4.23 VOLCAN CURURUPA.....	138
4.23.1 PETROGRAFÍA	141
4.24 COMPLEJO VOLCANICO PAYHUAL-CAUPAR.....	142
4.24.1 PETROGRAFÍA	147
4.25 COMPLEJO VOLCANICO URPELLAO - RUSHOS.....	148
4.25.1 PETROGRAFÍA	155
4.26 SECUENCIA CALAMARCA II.....	157
4.26.1 PETROGRAFÍA	159
4.27 VOLCAN ALTO DORADO.....	160
4.27.1 PETROGRAFÍA	162
4.28 VOLCAN QUIRUVILCA.....	163
4.28.1 PETROGRAFÍA	167
4.29 VOLCÁN TOTORA.....	168
4.29.1 PETROGRAFÍA	171
4.30 VOLCÁN QUESQUENDA.....	173
4.30.1 PETROGRAFÍA	178
4.31 VOLCAN UROMALQUI.....	180

4.31.1 PETROGRAFÍA	181
4.32 SECUENCIA PARUQUE ALTO.....	182
4.33 VOLCANISMO MIOCENO – PLIOCENO: FORMACIÓN YUNGAY	183
4.34 ROCAS SUBVOLCÁNICAS (STOCKS)	184
4.34.1 PETROGRAFÍA	187
4.35 ROCAS EXTRUSIVAS: DOMOS DE LAVA	188
4.35.1 PETROGRAFÍA	193
CAPITULO V EVOLUCIÓN VOLCÁNICA	195
5.1 ETAPAS Y EDAD DE EMPLAZAMIENTO.....	195
5.2 ETAPA 1: EOCENO.....	196
5.3 ETAPA 2: OLIGOCENO INFERIOR	196
5.4 ETAPA 3: OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO INFERIOR.....	205
5.5 ETAPA 4: MIOCENO INFERIOR.....	212
5.6 ROCAS EXTRUSIVAS: DOMOS DE LAVA	216
CAPITULO VI ESTUDIO GEOQUIMICO.....	217
6.1 RESULTADOS DEL ESTUDIO PETROGRÁFICO	217
6.2 PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE DATOS QUÍMICOS	219
6.2.1 CLASIFICACIÓN DE LA SERIE	220
6.2.2 EVOLUCIÓN DE LOS ELEMENTOS MAYORES.....	220
6.2.3 EVOLUCIÓN DE LOS ELEMENTOS TRAZAS	228
6.2.4 LAS TIERRAS RARAS (REE).....	231
6.2.5 ISÓTOPOS Sr/Sr, Nd/Nd.....	233
6.3 EVOLUCION PETROGENETICA	236
6.3.1 LA CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA	236
6.3.2 PROCESO DE MEZCLA MAGMÁTICA.....	239
6.3.3 NATURALEZA DE LA FUENTE	239
CAPITULO VII YACIMIENTOS MINERALES	251
7.1 PROVINCIA METALOGENÉTICAS	252
7.1.1 YACIMIENTOS EPITERMALES EN AMBIENTE VOLCÁNICO	252
7.1.2 YACIMIENTOS EPITERMALES EN AMBIENTE SEDIMENTARIO	253

7.1.3 YACIMIENTOS TIPO PÓRFIDO	253
7.1.4 YACIMIENTOS TIPO PÓRFIDO- EPITERMAL	253
7.2 FRANJAS METALOGENÉTICAS.....	253
7.2.1 SUBFRANJA EL TORO - MICHQUILLAY.....	255
7.2.1 SUBFRANJA MAGISTRAL - ALGAMARCA	255
7.2.1 SUBFRANJA QUIRUVILCA – PIERINA	256
7.2.1 SUBFRANJA PACHAGON - CASCABAMBA	257
7.3 MAGMATISMO CENOZOICO – FASES TECTÓNICAS Y MINERALIZACIÓN	258
CONCLUSIONES.....	259
BIBLIOGRAFIA	263
ANEXOS.....	270

RESUMEN

El cartografiado geológico, dataciones radiométricas Ar/Ar, K/Ar; el estudio estratigráfico, y volcanológico, sumados a los análisis de imágenes satelitales Aster y la interpretación de fotografías aéreas de la Cordillera Occidental de los Andes del norte del Perú (departamentos de La Libertad y Ancash), entre las coordenadas 7° 45'-8° 25' S; 78° 00'-78° 40' O, muestran la ocurrencia de cuatro etapas de volcanismo sucedidos en: Eoceno, Oligoceno inferior, Oligoceno superior-Mioceno inferior y Mioceno inferior (entre aproximadamente 45 - 16 Ma), durante las que se emplazaron más de trece centros volcánicos (principalmente estratovolcanes), actualmente en avanzado estado de erosión. Estos volcanes localizados de sur a norte son: Ultu Cruz-Ticas, Macón, Matala, Alto Dorado, San Pedro, Cururupa, Quiruvilca, Paccha-Uromalquí, Totorá, Quesquenda, Payhual, Urpillao-Rushos, Piedra Grande. La mayoría de ellos localizados en el departamento de La Libertad. Además, distinguimos trece secuencias volcánicas estratificadas cuyos centros de emisión en la mayoría de los casos no fue posible identificar ya que están completamente erosionados y/o cubiertos por secuencias posteriores.

También, debido a la presencia de voluminosos depósitos de flujos piroclásticos andesíticos, dacíticos y riolíticos que provienen desde estructuras circulares, se infiere la presencia de dos calderas de colapso: Carabamba y Calamarca, visibles en los cuadrángulos de Santiago de Chuco y Salaverry, respectivamente.

Los centros volcánicos y sus productos fueron generados durante una intensa e intermitente actividad explosiva, extrusiva y efusiva de tipo subaéreo registrada durante el Cenozoico. Todo este volcanismo es conocido con Grupo Calipuy, cambiando de nominación más al norte, centro y sur del Perú.

En el Eoceno se emplazó la secuencia volcano-sedimentaria Tablachaca (cuadrángulo de Santiago de Chuco). En una segunda etapa ocurrida en el Oligoceno inferior se emplazaron las secuencias: Huaripampa (cuadrángulo de Corongo); Pucacoto y Jatuncunca (cuadrángulo de Carhuaz); Bellavista (cuadrángulo de Otuzco), San José (cuadrángulo de Salaverry); Huaraday, Pachachaca, Monyugo y Pajillas (cuadrángulo de Santiago de Chuco), Sogopegan (cuadrángulo de Carhuaz), los volcanes Matala y Ultu Cruz-Ticas (cuadrángulo de Santa Rosa); Salpo, Paccha-Uromalquí y San Pedro (cuadrángulo de Salaverry), y la caldera Carabamba (cuadrángulo de Salaverry);

En una tercera etapa, durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior se emplazaron las secuencias Angamarca y Santa Rosa (cuadrángulo de Salaverry); los volcanes Macón (cuadrángulo de Santa Rosa); Piedra Grande y Payhual-Caupar (cuadrángulo de Cajabamba), Cururupa (cuadrángulo de Santiago de Chuco), Urpillao-Rushos (cuadrángulo de Otuzco) y la caldera Calamarca (secuencias Toritos, Calamarca I y Calamarca II) en el cuadrángulo de Santiago de Chuco.

En la cuarta etapa, ocurrido durante el Mioceno, se emplazaron los volcanes Alto Dorado, Quiruvilca y Totora (cuadrángulo de Santiago de Chuco); Quesquenda (cuadrángulo de Cajabamba) y Uromalqui (cuadrángulo de Salaverry); y la secuencia Paruque Alto.

En determinadas zonas a menudo se distinguen una interdigitación de depósitos piroclásticos provenientes de dos o más centros volcánicos que sugieren que la actividad volcánica fue intermitente, y hubo una continua reactivación de los centros volcánicos (caso de volcanes Totora y Cururupa).

Por otro lado, en el área de estudio se distinguen diversos cuerpos subvolcánicos porfiricos de composición andesítica, dacítica y riolíticas que tienen entre 0.1 a 5 km de diámetro, así como domos de lava andesíticos, dacíticos y riolíticos, en general menores de 2 km de diámetro. Todos estos cuerpos intruyen secuencias de rocas sedimentarias del Mesozoico y rocas volcánicas del Cenozoico, emplazados principalmente a lo largo de fracturas, ejes de pliegues y planos de estratificación. Dataciones radiométricas efectuadas en cuerpos subvolcánicos andesíticos: Quinga, Huacascorral, Pasachique muestran que se emplazaron durante el Eoceno terminal - Mioceno inferior. Los cuerpos subvolcánicos y domos de lava predominan al sur del área de estudio (Cordillera Negra, en los cuadrángulos de Corongo y Carhuaz).

Además, dataciones radiométricas Ar/Ar y K/Ar realizadas muestran que existe una ligera tendencia de migración local del volcanismo de Oeste a Este, localizándose volcanes más antiguos como San Pedro, Matala, Ultu Cruz Ticas, Urpillao-Rushos, al Oeste, mientras que los más recientes, Quesquenda y Alto Dorado, se hallan al Este. Por su parte, los cuerpos subvolcánicos y domos de lava no muestran ningún tipo de migración predominante y su distribución es en todo el área de estudio.

En general los productos lávicos y piroclásticos emitidos por los centros volcánicos varían en composición desde andesitas basálticas a riolitas, predominando las andesitas. La mineralogía observada está caracterizada por la presencia de fenocristales de feldespato plagioclasa, \pm piroxenos (clino y ortopiroxeno), \pm olivino, anfíbol, óxidos de Fe-Ti, \pm biotita, \pm cuarzo, \pm feldespato alcalino y minerales secundarios o de alteración. A grandes rasgos la composición mineralógica observada no ha variado entre los diferentes centros volcánicos, ni en el transcurso de la evolución volcanológica.

La evolución de los magmas emitidos por los volcanes del cenozoico (Grupo Calipuy) no puede explicarse por simples procesos de cristalización fraccionada en sistemas cerrados a partir de líquidos basálticos. Además otros procesos tales como mezcla magmática y contaminación por la corteza durante su ascenso son igualmente sugeridos debido a evidencias petrológicas y geoquímicas. Sin embargo, el rol de la cristalización fraccionada es fundamental, que explicaría una evolución progresiva de las composiciones de los minerales desde las andesitas basálticas hasta riolitas, a partir de magmas derivados de una misma fuente. Los procesos de mezclas de magma son

sugeridos por la existencia de fases mineralógicas en desequilibrio: presencia de zonaciones en las plagioclasas, presencia de xenocristales, y desestabilización de ciertos minerales (anfíbol), ligados probablemente a realimentaciones sucesivas de magmas básicos y calientes en cámaras magmáticas superficiales.

El estudio geoquímico de los elementos mayores muestra el carácter calco-alcalino mediana a altamente potásica, de la serie. Por su parte el estudio de los elementos trazas (incluido las Tierras Raras) muestra que los magmas emitidos provienen de la fusión parcial de la cuña del manto ligados al proceso de subducción de la Placa de Nazca (antes Farallon) debajo de la Placa Sudamericana, que al menos durante el Eoceno - Mioceno en este sector tenía ~30° de inclinación.

Por otro lado, asociados a la actividad volcánica (extrusiva, explosiva y/o efusiva) se emplazaron importantes depósitos de minerales entre ellos yacimientos auríferos y polimetálicos. La mayoría de estos yacimientos parecen haberse formado en los estadios finales de la evolución de los volcanes. Además otros yacimientos estarían ligados a la intrusión y/o actividad de cuerpos subvolcánicos y domos de lava, correlacionables en edad al volcanismo cenozoico.

Los depósitos volcánicos que consisten en depósitos de flujos piroclásticos, flujos de lava, rocas volcanoclásticas son muy buenos hospedantes de minerales diseminados, debido a la porosidad y permeabilidad de los materiales. Generalmente en estos tipos de depósitos se desarrollaron yacimientos epitermales de alta y baja sulfuración.

En el sector Este del área de estudio, las capas de areniscas cuarzosas de la Formación Chimú, constituyen otro buen huésped de minerales auríferos diseminados, debido al alto grado de fracturamiento reconocido en estas rocas. Estas características y el emplazamiento de los diferentes cuerpos subvolcánicos de composiciones intermedias a ácidas han permitido el ascenso de los diferentes fluidos mineralizantes, depositándose tanto en las rocas que intruyen como en ellos mismos.

El factor estructural también condicionó el emplazamiento de depósitos minerales. Debido a que las fallas y fracturas posibilitaron el emplazamiento de cuerpos magmáticos. En la zona se tiene un sistema transversal (NE-SO a E-O), lo característico de este sistema estructural es que se encuentra relleno casi en su totalidad por vetas con contenido económico.

Por lo tanto, luego de haber realizado la caracterización de las ocurrencias minerales que afloran en el área de estudios y tomando en cuenta los factores antes mencionados, se han establecido por lo menos cuatro franjas metalogénicas: Volcánica Aurífera, Sedimentaria Aurífera, Pórfido Cuprífera con enriquecimiento de Au y/o Ag, y Polimetálica (metales base).

Según edades de mineralización reportadas en la zona de estudio, que comprenden desde los 20 ± 0.15 Ma para Michiquillay, hasta aproximadamente 10 Ma en el distrito

minero de Yanacocha (al Norte de la zona de estudios), se ha establecido un faja mineralizante del Mioceno (Noble & McKee, 1999; Noble et al., 2004). Sin embargo esta faja puede subdividirse en tres sub-fajas: Sub- Faja El Toro - Michiquillay (entre los 17 a 20 Ma.), Sub- Faja Quiruvilca - Pierina (entre los 13 a 15 Ma.); Sub- Faja del Mioceno Superior (8 a 10 Ma.) localizada más al sur del área de estudio.

En cuanto a zonas de alteración hidrotermal se distinguen varias zonas donde el tipo de alteración corresponde a silica, argílica y otras. Dentro de algunas zonas de alteración se distinguen vetas (ej. Huacamarcanga, Satapampa, Uromalqui, Salpo, Quiruvilca). Por otro lado, una gran mayoría de zonas de alteración en el área no presentan cantidades apreciables de sulfuros o minerales económicos posiblemente debido a que no desarrollaron una importante actividad hidrotermal con posterior ascenso de gases y/o fluidos mineralizantes.

Capítulo I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Los estudios geológicos efectuados desde la década de los años cincuenta indican que en la zona norte del Perú, a lo largo de la Cordillera Occidental de los Andes, aflora una gruesa y extensa secuencia volcánica y volcanoclástica emplazada entre 53 y 14 Ma (Eoceno-Mioceno) denominada como Grupo Calipuy (Cossío, 1964; Wilson, 1975; Farrar & Noble, 1976). Cartografiadas con este nombre en las distintas cartas geológicas de INGEMMET.

Estudios geológicos recientes llevados a cabo por INGEMMET dentro del Proyecto GR-4 "Volcanismo Cenozoico (Grupo Calipuy) y los Yacimientos Epitermales Asociados, Norte del Perú", muestran que los productos volcánicos distinguidos en el área corresponden a variados flujos de lavas, depósitos piroclásticos y volcanoclásticos emitidos y/o generados durante erupciones volcánicas presentados por estratovolcanes y calderas, actualmente en proceso de erosión y/o cubiertos por secuencias posteriores. Además se distinguen innumerables cuerpos subvolcánicos y domos de lava que intruyen secuencias volcánicas y sedimentarias. En general, los diversos centros volcánicos fueron edificados a lo largo de fracturas y fallas regionales de dirección predominante NO-SE.

Las secuencias volcánicas en el sector Este del área de estudio sobreyacen a rocas sedimentarias del Mesozoico, mientras que en el sector Oeste sobreyacen principalmente a una superficie erosionada de rocas intrusivas del Batolito de la Costa, rocas de la Fm. Chicama del Jurásico y rocas de la Fm. Huaylas del Cretáceo superior - Paleógeno inferior.

El volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) presenta depósitos y facies con características texturales y mineralógicas ligadas a un volcanismo subaéreo que sugieren que fueron emitidos desde estratovolcanes y calderas. Los diversos centros volcánicos generados durante este volcanismo tuvieron una fase evolutiva generalmente que inicio con actividades efusivas, durante el cual se emplazaron variados flujos de lavas intercalados con algunos niveles de flujos piroclásticos y lahares, y una fase intermedia generalmente explosiva caracterizada por emisiones de importantes volúmenes de flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, caídas piroclásticas y lahares. La mayoría de ellos en su fase final fueron intruidos por domos de lava y/o cuerpos subvolcánicos.

El estudio del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) es importante no solo porque permite determinar las etapas de emplazamiento de los centros volcánicos, si no también, debido a que alberga importantes yacimientos epitermales de baja y alta sulfuración, asociados a la actividad volcánica ocurrida durante el Eoceno-Mioceno

(Noble & McKee, 1999; Kihien, 1997). La mayoría de estos yacimientos parecen haberse formado en los estadios finales de la evolución de los centros volcánicos y debido a la intrusión de cuerpos subvolcánicos y/o domos de lava.

Además hay que mencionar que al Norte y Este del área de estudio, los yacimientos minerales están en la mayoría de los casos albergados en rocas sedimentarias del Mesozoico en contacto con cuerpos subvolcánicos correspondientes en edad al volcanismo cenozoico (Noble et al., 1999; Noble et al., 2004). Otros grandes yacimientos relacionados a estratovolcanes emplazados durante el volcanismo cenozoico pero localizados al norte y sur del área del Proyecto son: Yanacocha, Tantahuatay y Pierina que tienen edades entre 15.7 y 14.5 Ma es decir del Mioceno medio (Vidal & Cabos, 1983; Lowell, 1997).

En el área existen yacimientos metálicos donde se han venido efectuando trabajos de explotación minera caso por ejemplo de: Quiruvilca, Salpo, Machacala, entre otros. Estos fueron generados probablemente entre 15 - 20 Ma y pueden estar ligados a la intensa actividad hidrotermal sucedida en los últimos estadios de la evolución de los centros volcánicos donde están emplazados. Entre los yacimientos minerales, los auríferos son principalmente de tipo epitermal (alta y baja sulfuración) y están emplazados principalmente en inmediaciones de los centros volcánicos (calderas, domos de lava, etc.).

El presente estudio tiene por objetivo dar a conocer la evolución del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) emplazados en la zona norte del Perú, en base al cartografiado geológico, estratigrafía, dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Relacionar con la formación de yacimientos minerales ligados a la actividad volcánica. Así como mostrar los mecanismos de emplazamiento y generación de magmas que dieron lugar a los productos volcánicos, mediante análisis petrológico y geoquímico de rocas.

1.2 OBJETIVOS

Los objetivos generales del estudio son:

- Estudiar el volcanismo cenozoico emplazado en la zona norte del país (latitud $7^{\circ}30'$ - $9^{\circ}15'$ S; longitud $77^{\circ}45'$ - $78^{\circ}45'$ O) y su relación espacio-tiempo con la formación de yacimientos epitermales.
- Localizar estructuras volcánicas: estratovolcanes, calderas, domos de lava, etc; con la finalidad de reconstruir el tipo de actividad eruptiva registrada en el norte peruano y comprender el modo de evolución volcánica del área.
- Relacionar la presencia de yacimientos minerales y zonas de alteración con el emplazamiento y evolución de los centros volcánicos, calderas, domos de lava y cuerpos subvolcánicos.
- Determinar edades relativas de los depósitos volcánicos e inferir el grado de recurrencia de los eventos, así como la evolución de los sistemas volcánicos,

mediante dataciones radiométricas, estudios estratigráficos y cartografiado geológico.

- Determinar la procedencia y la evolución de los magmas, así como el comportamiento de los sistemas magmáticos de cada uno de los centros volcánicos del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) mediante estudios petrológicos y geoquímicos.
- Establecer relaciones petrogenéticas entre el Batolito de la Costa y rocas volcánicas del volcanismo cenozoico.
- Elaborar mapas geológicos a escala 1:50 000 en base a nuevos criterios e información existente.
- Elaborar una memoria explicativa que incluya la presentación de los resultados del estudio, acompañado de columnas estratigráficas, resultados de análisis químicos, dataciones radiométricas, etc.
- Se espera que este estudio puede mejorar el éxito en exploraciones mineras en la zona proporcionando información geológica, edades radiométricas, ubicación de centros y estructuras volcánicas y características de zonas anómalas.

1.3 METODOLOGÍA

El mencionado proyecto se inicio en el año 2003 durante el cual se efectuaron trabajos de gabinete y campo. En este año se realizaron tres salidas de campo, efectuados durante los meses de abril, junio y setiembre, de treinta días cada una.

Durante el año 2004, se replantearon los objetivos y fines del Proyecto de Investigación propuestos inicialmente en el año 2003. En este año se realizaron cuatro salidas de campo de treinta días cada una, haciendo un total de 120 días, efectuados durante los meses de Abril, Junio, Setiembre y Noviembre. Los trabajos de campo se desarrollaron alternadamente con los de gabinete. Durante las cuatro salidas de campo participaron todos los geólogos integrantes del proyecto: Marco Rivera, Robert Monge y Pedro Navarro. Este año durante la primera salida de campo (del 1 al 15 de Abril) y tercera salida de campo (del 8 al 21 de Noviembre) participó como asesor del proyecto el Dr. Wolfgang Morche, en total por un periodo de 29 días.

Durante el año 2005 se continuaron con los estudios persiguiendo los mismos objetivos y fines propuestos durante el año 2004, y prolongando más hacia el sur el área del proyecto (parte de los cuadrángulos de Corongo y Carhuaz). Este año se integraron los geólogos Natalio de la Cruz y Julio de La Cruz.

La metodología empleada para el presente trabajo consistió en lo siguiente:

TRABAJOS DE GABINETE

- Recopilación y evaluación de la información geológica, geomorfológica, petrológica, geoquímica, tectónica, geocronológica y de yacimientos minerales del área de estudio disponible en tesis universitarias, boletines, revistas científicas, etc.
- Interpretación de imágenes de satélite Landsat TM, en combinación de las bandas 7,4,2 y 4,5,7, determinando el tipo y las características de estructuras volcánicas, así como la geometría y distribución de estructuras tectónicas como fracturas, fallas y/o lineamientos presentes en esta región.
- Fotointerpretación geológica de fotografías aéreas a escala 1:42,000 pertenecientes al IGN y correspondientes al año 1955.
- Adquisición y preparación de la base topográfica digital del área de estudio para sobreponer datos del cartografiado de estructuras, depósitos volcánicos y formaciones sedimentarias.
- Elaboración de una base de datos que incluye información petrológica, geoquímica, dataciones radiométricas, yacimientos minerales, zonas de alteración, características de las muestras, entre otros.

TRABAJOS DE CAMPO

- Cartografiado geológico de estructuras y depósitos volcánicos asignados al volcanismo cenozoico, y secuencias sedimentarias mesozoicas y rocas intrusivas del Batolito de la Costa. Estas últimas forman parte del sustrato.
- Muestreo geológico de lavas, depósitos piroclásticos y volcanoclásticos de los diferentes centros volcánicos que forman parte del volcanismo cenozoico, con el objetivo de realizar estudios estratigráficos, petrológicos y dataciones radiométricas.
- Estudio estratigráfico de secuencias lávicas y piroclásticas de los diferentes centros volcánicos, con el objeto de determinar la evolución volcánica, la edad relativa de los depósitos, dinámica eruptiva, y efectuar correlaciones estratigráficas, entre otros aspectos.
- Estudios y muestreo de zonas de alteración hidrotermal y yacimientos minerales ligados a la actividad volcánica. Se determinó sus características, localización, mineralogía, litología, etc, de las principales zonas de alteración.

- Estudio de secuencias volcánicas, mediante la medición de columnas litoestratigráficas, toma de rumbos, buzamientos, determinar direcciones de flujos, etc.

TRABAJO DE GABINETE

En la etapa final de gabinete se procedió a:

- Revisión, evaluación e interpretación de toda la información geológica, estratigráfica, petrológica, obtenida durante el trabajo efectuado en gabinete y campo.
- Revisión, evaluación e interpretación de toda la información de las zonas de alteración hidrotermal y de yacimientos minerales obtenidas durante el trabajo efectuado en gabinete y campo.
- Reinterpretación de las imágenes satelitales Landsat TM y fotografías aéreas.
- Análisis y estudios petrográficos y geoquímicos de los productos volcánicos.
- Reinterpretación de mapas a escala 1: 50 000.
- Elaboración de gráficos e ilustraciones complementarias.
- Elaboración del informe.

Para la diferenciación y localización de los centros volcánicos se tuvo en cuenta los siguientes aspectos:

- 1) Disposición de los flujos de lavas, cuya inclinación está relacionada con los flancos de los centros de emisión (volcanes, domos de lava, etc.).
- 2) Espesor de los depósitos de flujos piroclásticos y lávicos, los cuales son mayores cuando están próximos a los centros de emisión, y conforme se alejan van decreciendo.
- 3) Presencia de lavas o estructuras como domos de lava, cráteres, calderas, que hacen parte de los centros volcánicos y/o a veces se hallan localizados en inmediaciones de los centros volcánicos;
- 4) Distribución y disposición de los flujos piroclásticos con respecto a las lavas. Las lavas del volcanismo cenozoico son principalmente andesitas, por lo tanto viscosas ó poco fluidas. Dependiendo de su tasa de emisión, ocasionalmente recorren distancias mayores a 8 km desde su fuente.

- 5) Presencia de actividad hidrotermal, mayormente se da en inmediaciones del centro de emisión.

1.4 BASE CARTOGRÁFICA E IMÁGENES DE SÁTELITE

Para la elaboración del presente estudio se ha empleado como cartografía base las hojas fotogramétricas (versión digital) a escala 1:100,000 elaboradas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), correspondientes a las hojas de Santiago de Chuco, Santa Rosa, Otuzco, Salaverry, Corongo, Carhuaz y Cajabamba. En la fotointerpretación geológica se utilizaron fotografías aéreas tomadas en el año 1955 pertenecientes al IGN. Además se emplearon imágenes de satélite Landsat Thematic Mapper (TM), escenas tomadas en el año 1986, empleándose las combinaciones de bandas (RGB) 4,5,7, 7,4,2 y 4, procesadas en el Laboratorio de Imágenes de INGEMMET.

1.5 TRABAJOS ANTERIORES

El área de estudio cuenta con variados estudios geológicos, petrológicos, geocronológicos, evolución tectónica, etc., efectuados desde la década de los años cincuenta hasta nuestros días. Los estudios geocronológicos en la zona norte del Perú muestran diversas edades de ocurrencia del volcanismo sucedidos entre el Eoceno - Mioceno, manteniéndose aún en discusión el rango absoluto de edad de emplazamiento de este volcanismo conocido como Grupo Calipuy.

En cuanto a los estudios de geología regional, INGEMMET en el año de 1964 efectuó el levantamiento geológico del Cuadrángulo de Santiago de Chuco, a escala 1:100 000 realizado por Cossio (1964), quien designó con el nombre de Fm. Calipuy a la secuencia volcánica cuya localidad típica está ubicada en la ladera derecha del valle de Chuquicara, entre Choloque y la Hacienda Calipuy. Cossio, basado en la posición estratigráfica suprayacente de los depósitos del volcanismo con relación a las rocas del Grupo Gollarisquizga, Fm. Huaylas y Batolito de la Costa asignó una edad comprendida entre el Cretáceo superior - Terciario inferior.

Hollister y Sirvas, (1979) desde el año 1953 vinieron estudiando afloramientos del Grupo Calipuy, describiendo a groso modo su litología, petrografía, química y contexto tectónico en relación con la formación de depósitos minerales. En base a recopilación de trabajos, datos de campo y una datación radiométrica K-Ar de lavas de la zona de Quiruvilca, alegan que el Grupo Calipuy se emplazo entre el Oligoceno-Mioceno.

Posteriormente, Cobbing et al. (1981) en base a dataciones radiométricas K/Ar efectuadas en la zona de Tapacocha (Huaraz) por Wilson (1975) y Farrar & Noble (1976) indican que el Grupo Calipuy se emplazo entre 53.9 y 14.6 Ma (Eoceno-Mioceno). Además, Cobbing elevó a rango de Grupo Calipuy para describir una serie de afloramientos volcánicos del Cenozoico en la zona norte del país.

En el año 1974, fueron realizados varios estudios geológicos a escala local por parte de empresas privadas dedicadas a la exploración y explotación minera. Algunos de los cuales fueron publicados, caso por ejemplo del centro minero de Quiruvilca.

Posteriormente Atherton et al., (1985), efectuaron estudios geoquímicos de rocas del Grupo Calipuy que afloran en el área de Huarmey. Según estos autores las rocas pertenecen la serie calco-alcalina, que probablemente han evolucionado por procesos de cristalización fraccionada y provienen de la fusión parcial del manto constituido de una peridotita a espinela. Estratigráficamente dividieron al Grupo Calipuy en dos formaciones: Calipuy Inferior constituido de tufos, aglomerados y lavas, y Calipuy Superior con características más ácidas donde predominan tobas (depósitos de flujos piroclásticos).

En el año de 1987, P. Bartos publicó en el Boletín de Geología Económica los resultados de sus estudios sobre el yacimiento minero de Quiruvilca albergado dentro de rocas del Grupo Calipuy (cuadrángulo de Santiago de Chuco), como características del yacimiento, contexto estructural, tipos de alteración hidrotermal, mineralización, zonamiento, temperatura de formación del yacimiento, etc.

Cobbing et al., (1996) en el levantamiento del cuadrángulo geológico de Huaraz, dividió el Grupo Calipuy en tres unidades: la unidad inferior conformada principalmente por flujos de lavas andesíticas a dacíticas con intercalaciones de rocas sedimentarias; la unidad media es principalmente piroclástica con intercalaciones de rocas volcanoclásticas y la unidad superior conformada principalmente por flujos de lavas con intercalaciones piroclásticas. Este tipo de división es poco objetiva toda vez que en un campo volcánico donde se distinguen varios volcanes cada volcán tiene un comportamiento eruptivo distinto donde se van a encontrar diferentes tipos de secuencias.

Por su parte Soler (1987 y 1990), realizó estudios de magmatismo durante el Cenozoico y su relación con las modalidades de subducción de la placa de Nazca (antes Farallón) debajo del continente sudamericano. Soler, también realizó dataciones radiométricas y considera que el volcanismo cenozoico se emplazo entre 42 y poco menos de 11 Ma (Eoceno-Mioceno).

Petford & Atherton (1995) efectuaron un estudio geoquímico comparativo de rocas volcánicas del Grupo Calipuy, Grupo Casma y la Fm. Yungay que afloran en la zona norte de Lima. Ellos efectuaron una correlación y comparación de los datos geoquímicos. Entre otros aspectos alegan que los magmas del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) son calco-alcalinos y provinieron del manto producto de la fusión parcial de una lertzolita constituido de espinela, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino. Además alegan que los productos del volcanismo cenozoico fueron emitidos a lo largo de fracturas.

Noble, D. & McKee, E. (1999), presentan resultados de estudios geocronológicos efectuados a lo largo de la Cordillera Occidental de los Andes peruanos. En donde presentan resultados de dataciones radiométricas efectuadas en inmediaciones del área, cuyos resultados son compatibles con este estudio.

Numerosos estudios se vienen efectuando en la zona en relación al volcanismo y la actividad minera, como estudios de yacimientos minerales, dataciones radiométricas de cuerpos subvolcánicos, domos de lava y secuencias volcánicas que albergan o generaron mineralización (Noble et al., 2004, Montoya 1995, Gauthier et al., 1999). Estos autores muestran que el volcanismo, el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos y la mineralización ocurrieron en el Mioceno y guardan una relación entre sí.

Más al norte del Perú (departamentos de Cajamarca y Piura) la división litoestratigráfica del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) comprende unidades menores denominados como volcánicos Llama, Porculla, Huambo y Shimbe, que agrupan secuencias de dos o más centros volcánicos que brindan una visión poco detallada de la evolución volcánica ocurrida durante el Cenozoico en esa parte del norte peruano.

Capítulo II

MARCO GEOGRÁFICO

2.1 UBICACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio está situada en el Norte peruano (Fig. N° 2.1), abarca un área de aproximadamente 11500 km², e involucra los departamentos de Ancash (provincias de Santa, Corongo, Pallasca, Yungay, Huaylas), Cajamarca (Provincia de Contumaza), y La Libertad (provincias de Sánchez Carrión, Gran Chimú, Otuzco, Julcán y Santiago de Chuco).

Área comprendida en las siguientes coordenadas:

Latitud: 7° 30' - 9° 15' Sur;

Longitud: 77° 45' - 78° 45' Oeste

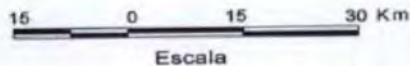
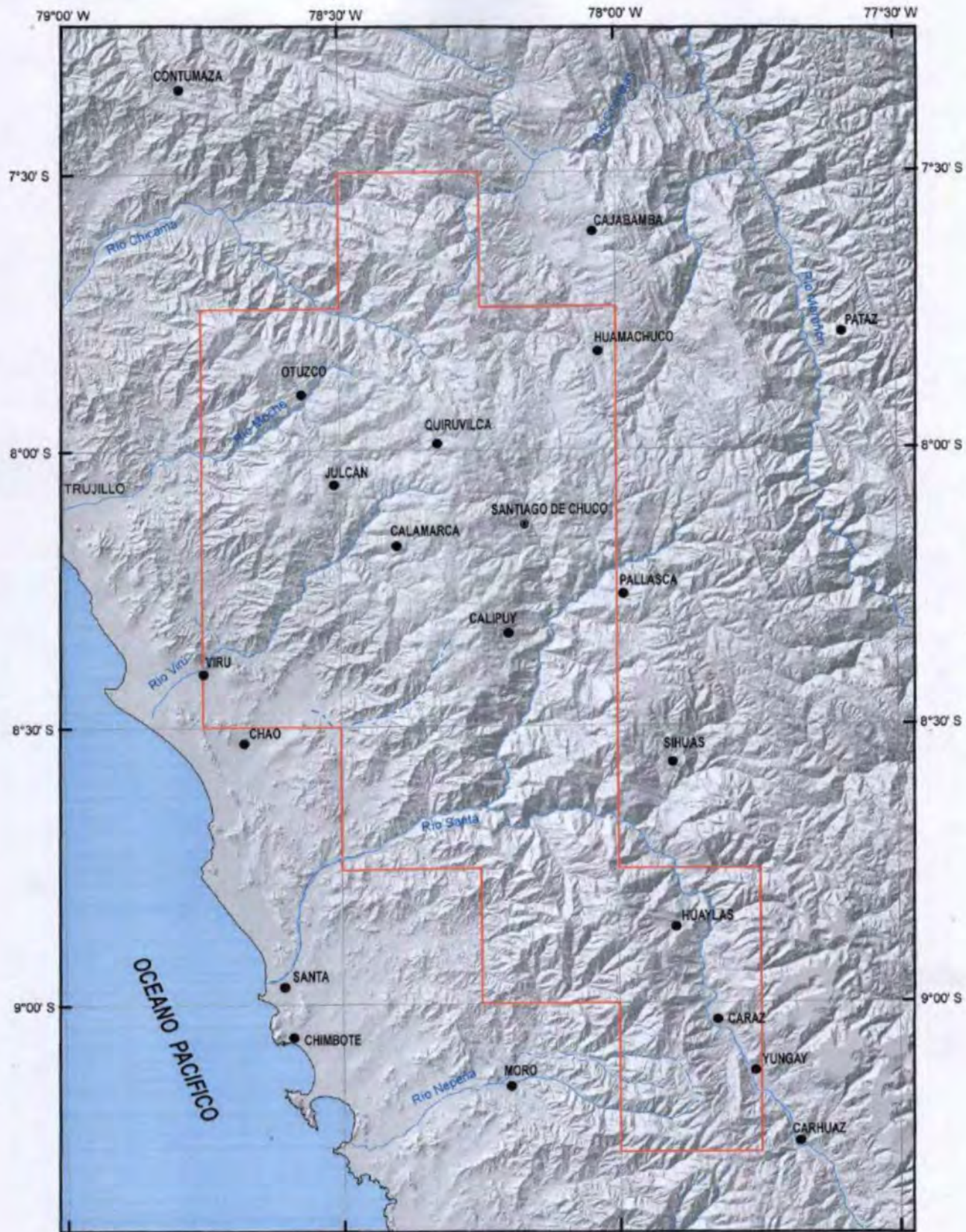
Geográficamente se encuentra dentro de la Cordillera Occidental de los Andes, en el norte del Perú. Posee una altitud que varía entre 1100 msnm (valle-cañon del río Tablachaca), y sus mayores altitudes que tienen entre 4131 - 5006 msnm hacia la parte Sur (C° Ulto Cruz Ticas, C° Rico), Centro (Sector Huacamarcanga), Oeste (C° Quinga) y Norte (C° Alto La Chira; C° Rushos).

2.2 VIAS DE ACCESO

Para acceder al área de estudio existen varias vías, siendo las principales:

- Carretera asfaltada Trujillo- Otuzco
- Carretera parcialmente asfaltada Trujillo – Salpo – Carabamba
- Carretera parcialmente asfaltada Trujillo – Agallpampa – Chanchacap - Salpo – Carabamba
- Carretera afirmada Otuzco - Quiruvilca - Huamachuco
- Carretera afirmada Otuzco - Quiruvilca - Angasmarca
- Carretera afirmada Otuzco - Agallpampa – Julcán
- Carretera afirmada Otuzco – Monchacap – Barro Negro
- Carretera afirmada Otuzco - Usquil - Canibamba - Cushuro - Huamachuco
- Carretera afirmada Otuzco - Shorey - Santiago de Chuco - Cachicadan - Angasmarca.
- Carretera afirmada Julcan - Carabamba - Salpo – Otuzco
- Carretera afirmada Julcan - Sicchal - Huaso - Unigambal
- Carretera afirmada Julcan - Canduall Alto - Chaptaloma
- Carretera afirmada Otuzco - Charat - Callanca – Huaranchal
- Carretera afirmada Otuzco - Usquil - Canibamba – Marco - Moncada
- Carretera afirmada Santa - Chuquicara – Pallasca - Mollebamba - Angasmarca
- Carretera afirmada Santa - Lacramarca - Santa Ana - Callhuas - Huaylas – Caraz.
- Carretera afirmada Chimbote – Moro – Pamparomas – Huata – Caraz
- Carretera afirmada Chimbote – Moro - Pisha - Ocshapampa - Caraz
- Carretera afirmada Chimbote – Jimbe – Colpac – Cosma/Cochapeti
- Carretera afirmada Yungay – Quillo – Buenavista - Casma.

Además existen diferentes trochas y caminos de herradura, que acceden a los diferentes caseríos y centros poblados localizados dentro del área de estudio.



Escala

INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO

INGEMMET

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

**MAPA DE UBICACIÓN DEL ÁREA DEL
PROYECTO VOLCANISMO CENOZOICO:
GRUPO CALIPUY (2003-2005)**

Leyenda


-  Área del Proyecto
-  Localidad
-  Río

FIGURA N° 2.1

2.3 HIDROGRAFÍA

En el área de estudio se localizan ríos y quebradas, cuyas aguas drenan a las Vertientes Hidrográficas del Océano Pacífico y del Atlántico

2.3.1 CUENCAS DEL PACÍFICO: comprende los siguientes cuencas: Chicama, Moche, Chao, Carabamba-Virú, Santa y Chicama.

Cuenca del río Chicama

La cuenca del río Chicama tiene un área aproximada de 6000 km², de las cuales una parte está inmersa dentro del área de estudio. El río Chicama tiene aproximadamente 172 km de recorrido y se forma por la confluencia de los ríos Huancay y Pinchadai, en el sector de Chuquillanqui, en cuyo sector recibe el nombre de Callacullau. Este río es torrencioso, de régimen estacional, con crecidas intensas en el verano y una reducción importante de su caudal en los meses de invierno (mayo a noviembre). Las aguas que drenan por el río Chicama han dado lugar al desarrollo de una importante actividad azucarera aguas abajo de este valle.

Cuenca del río Moche

El río Moche se forma por la confluencia de los ríos Otuzco y Simbal, estos a su vez reciben el aporte de numerosos ríos y quebradas tributarias. Esta cuenca abarca un área total de 2,708 km². El río Moche evacua sus aguas hasta su desembocadura en el Océano Pacífico. Sus descargas varían según las estaciones y los años. Este río es torrencioso, de régimen estacional, con crecidas intensas en el verano (diciembre - abril) y una reducción importante de su caudal en los meses de invierno (mayo a noviembre). El río Moche es la fuente natural de agua superficial que ha dado origen al valle de Moche donde existen más de 10,500 ha de tierras agrícolas, principalmente azucareras irrigadas por sus aguas.

Cuenca del río Virú

El río Virú se encuentra ubicado al sur del departamento de La Libertad, caracterizándose por su escaso caudal y por que forma un valle de poco recorrido. Este río está conformado por sus tributarios ríos Huacapongo y Carabamba, cuyas descargas máximas en la confluencia de los dos ríos son mayores a 500 m³/s durante el fenómeno "El Niño". La cuenca abarca un área aproximada de 1961 km², del cual una pequeña parte (cuenca alta) está enmarcado dentro del área de estudio.

Cuenca del río Santa

La cuenca del río Santa se encuentra ubicada en la parte central del área de estudio, abarcando un área de 14,954 km². En esta cuenca se encuentran asentados los mayores centros poblados del departamento de Ancash, como las ciudades de Caraz, Yungay, Huaylas, Corongo y Pallasca (Ancash) y de las de Santiago de Chuco y Huamachuco (La Libertad). El área de estudio abarca un sector de la cuenca media y baja del Río Santa. Está constituida de al menos 19 subcuencas, de las cuales dos subcuencas se hallan dentro del área de estudio. Estas son las subcuencas Chuquicara que cubre un área de 3126 km² y Condorcerro.

Las aguas que vierten en estas subcuencas proceden principalmente de los glaciares. La subcuenca Chuquicara que recibe agua de los deshielos del Nevado de Pelagatos y de los tributarios ríos Angasmarca, Santiago y Pachacoto.

Altitudinalmente se extiende desde el nivel del mar, hasta la línea de cumbres de la Cordillera Blanca, que constituye la divisoria de aguas entre las cuencas de los ríos Marañón y Santa (divisoria continental), y cuyo punto más alto corresponde al Nevado Huascarán (6768 msnm.).

Las características de las descargas del río Santa son: descarga media anual: 143 m³/seg, descarga máxima: 1500 m³/seg; y descarga mínima: 25 m³/seg.

2.3.2. CUENCA DEL ATLÁNTICO: comprende la cuenca del río Marañón.

Cuenca del Marañón

El área de estudio abarca una pequeña parte de la cuenca alta del río Marañón, donde se distinguen los ríos Grande y Sanagoran. Estos ríos localizados en la cuenca alta del río Marañón se encajonan y se sobre imponen en relieves abruptos, presentando un drenaje dendrítico a subparalelo.

Las máximas crecientes del río Marañón ocurren entre los meses de enero a abril, mientras que el periodo de estiaje comienza en mayo y pueden prolongarse hasta setiembre, llegando a su menor nivel en los meses de julio y agosto. La diferencia entre el nivel más bajo y en nivel más alto es de aproximadamente 8 m.

2.3.2.1 Subcuenca del río Grande

El río Grande presenta drenajes dendríticos y subparalelos. Su cauce presenta agua durante todo el año, disminuyendo sensiblemente durante los meses de abril a noviembre. El drenaje proviene de las precipitaciones pluviales y desagüe de lagunas, localizadas en sector La Manzanilla.

2.3.2.2 Subcuenca del río Sanagoran

El río Sanagoran es el más importante de la zona, recibe aporte de varias quebradas afluentes. Presenta drenaje dendrítico. Su cauce presenta agua durante todo el año, disminuyendo considerablemente durante los meses de abril a noviembre. El caudal proviene de las precipitaciones pluviales y desagüe de lagunas. Su curso superior se sobre impone en relieve suave y en el sector de la Hacienda Vista Alegre hasta Cañari corta relieves abruptos, para luego unirse con el río Grande y formar el río Condebamba, que es afluente del Marañón.

2.4 CLIMA

El factor climático varía de acuerdo a la altitud, y a los factores de oceanidad - continentalidad y exposición según orientación, lo que hace que exista un cambio o contraste de climas bien diferenciados en el área de estudio. Según la clasificación climática de Thornthwaite (1984) distinguimos los siguientes tipos de climas:

Hacia el nivel 1000 a 2000 msnm se distingue un **clima semi-árido, templado** con deficiencias de lluvias en otoño, invierno y primavera, con humedad relativa calificada como seca. Corresponde a este tipo de clima los siguientes lugares: curso superior del río Virú, curso inferior del río Santa, valle de los ríos Moche, Chicama, Chao, y otros sectores localizados al pie del flanco occidental de la Cordillera de los Andes.

Hacia el nivel 2000 a 3000 msnm se distingue un **clima semi-seco, templado**, con deficiencias de lluvias en otoño, invierno y primavera, y lluvias en el verano. Posee una temperatura promedio de 18°C. Posee una humedad relativa calificada como húmeda. Este tipo de clima corresponde al curso medio y superior de quebradas y ríos que drenan a la costa. Ejemplo de ellos son los valles del río Otuzco, río Santa, río Tablachaca, río Chicama. En esta zona durante los meses de diciembre a abril se producen abundantes lluvias.

Hacia el nivel 3000 a 4000 msnm, corresponde al **clima semi-seco, semi-frío** con deficiencias de lluvias en otoño e invierno. Los inviernos son secos y poseen temperaturas promedios mayores a 10 °C, durante al menos 4 meses. Este tipo de clima corresponde a la extensa superficie Puna, dentro del cual se encuentra Julcan, zona de Quiruvilca, y parte media de la Cordillera Negra. En esta zona la temperatura del día rara vez sobrepasa los 18°C (estación de verano). En este nivel se distinguen dos estaciones climáticas características: una lluviosa de diciembre a marzo y otra seca de abril a noviembre, con sus respectivas etapas transicionales. En los meses de invierno (diciembre - abril) tienen lugar las fuertes precipitaciones de lluvia, nieve y granizo. Sin embargo, este ciclo tiene periodos excepcionales cuando se presentan años de sequía y/o abundantes precipitaciones.

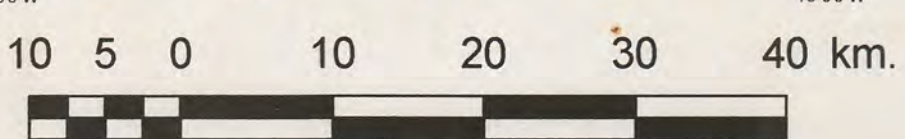
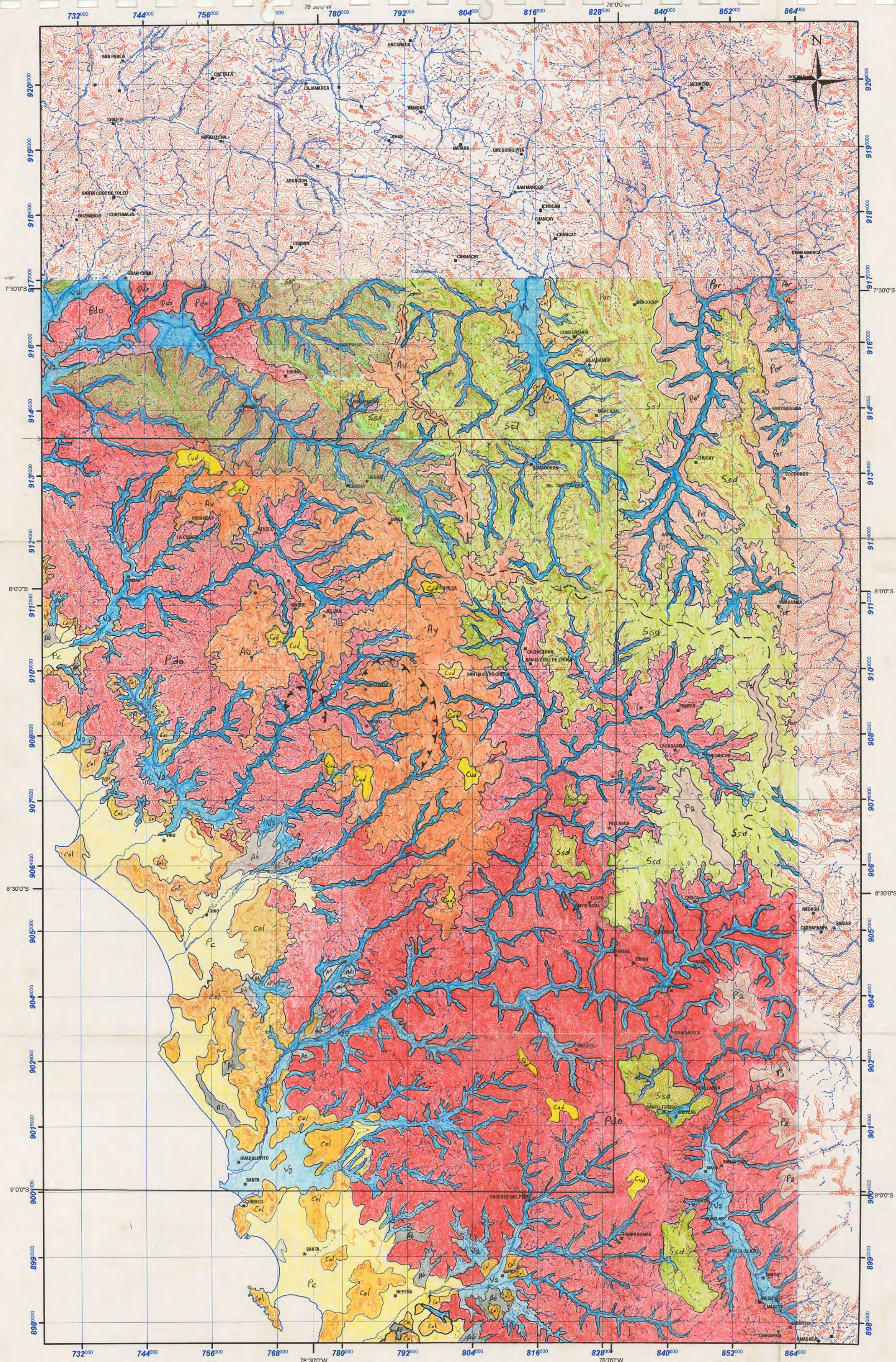
Al nivel 4000 a 5000 msnm, el clima está supeditado a los factores de altitud y exposición a los vientos y a la radiación. Esta altitud corresponde al **clima semi-seco frío**. En este espacio geográfico se manifiestan escasas lluvias en el invierno, poco o nada de humedad por las noches. Las aguas de los manantiales y riachuelos se congelan superficialmente, formando capas de hielo. En esta zona se toma poco difícil la vida del hombre, de los animales y de las plantas. El aire de esta región es seco y poco denso. La temperatura diurna está por encima de los cero grados; en cambio por las noches casi siempre es inferior a cero grados, en ambos casos los parámetros o magnitudes dependen de la estación. También a estos se suma la baja presión atmosférica y la sequía la cual hace que se torne poco difícil para la vida de las plantas. En la zona de estudio dichos espacios se hallan en las zonas más altas de la Cordillera Negra y Cordillera Blanca y partes altas del cuadrángulo de Santiago de Chuco.

2.5 UNIDADES FISIAGRÁFICAS

Basado en los trabajos de campo, interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satélite Landsat TM en el área de estudio se han reconocido las siguientes unidades fisiográficas (Fig. 2.2): Planicie Costera, Piedemonte Occidental, Piedemonte Oriental, dentro de los cuales se localizan diversas geoformas.

2.5.1 PLANICIE COSTANERA

Corresponde a una superficie subhorizontal paralela a la línea de costa, desarrollada desde el nivel del mar hasta una altitud de 200 msnm. Esta superficie por el Oeste limita con el litoral costero y por el Este con los cerros bajos del Piedemonte Occidental. Dentro de esta planicie se distinguen colinas, albuferas colmatadas, abanicos aluviales, dunas (Foto 2.1), y otros. La planicie costera se ensancha en las zonas correspondientes a los valles, donde están cortadas por los ríos actuales que provienen



1:500.000

MAPA FISIAGRÁFICO
PROYECTO GR-4 VOLCANISMO CENOZOICO (GRUPO CALIPUY) Y ASOCIACIÓN CON LOS YACIMIENTOS EPITERMALES
ESCALA 1:500000

LEYENDA

UNIDADES	DESCRIPCIÓN	SIMBOLOGÍA
Pc	PLANICIE COSTERA Faja horizontal paralela al litoral, con elevaciones de 0 a 200 msnm, constituida por conglomerados, arenas y/o gravas.	
Al	ALBÚFERAS COLMATADAS Depresiones semicirculares rellenas con sedimentos y saturadas con aguas salobres.	
Ab	ABANICO ALUVIAL Acumulaciones de sedimentos detríticos en forma de abanicos, depositadas por los ríos y quebradas.	
Va	VALLES Áreas desarrolladas por la actividad erosiva y/o deposicional de los ríos que provienen en su gran mayoría del piedemonte andino.	
Col	COLINAS Conjunto de cerros aislados de formas ovaladas que sobresalen en la planicie costera, con una elevación que no sobrepasa los 500 msnm.	
Pdo	PIE DE MONTE OCCIDENTAL Corresponden a elevaciones naturales de terreno constituidas por rocas intrusivas del batolito de la costa, sedimentarias y/o volcánicas de edad Cretácica.	
Por	PIE DE MONTE ORIENTAL Corresponde a un flanco de la margen derecha del río Marañón, de fuerte pendiente labrado en rocas intrusivas, pelitas y calizas.	
Ssd	SUPERFICIE SEDIMENTARIA Superficie alargada e irregular, ondulada, desarrollada entre 3000 y 4500 msnm, constituida de rocas limo arenosas, areniscas y calizas.	Borde de caldera Divisoria continental
Av	ALTIPLANICIE VOLCÁNICA Superficie subhorizontal localizada entre 3000 y 4500 msnm, constituida predominantemente de rocas limo arenosas, areniscas y calizas.	
Cvd	CONOS VOLCÁNICOS EROSIONADOS, DOMOS Restos de estratovolcanes ubicados entre 3200 y 4500 msnm, están erosionados y algunos presentan alteración hidrotermal.	
Pa	CADENA DE PICOS ALTOS Constituye la línea de cumbres de orientación NO-SE, que presentan pendientes fuertes.	

Figura 2.2

del Piedemonte Occidental. Por otro lado, en el litoral se distinguen playas y acantilados que poseen alturas que varían desde algunos metros a decenas de metros de altura.



Foto 2.1.- Dunas eólicas formadas por la acumulación de arenas transportadas por los vientos (cuadrángulo de Salaverry).

Dentro de esta unidad fisiográfica distinguimos las siguientes estructuras:

a) Albufera Colmatada

Son depresiones semi-circulares y alargadas, rellenas con material areno limoso, y saturados de agua salobre. Alrededor de estas geoformas se forman costras de sal. Se caracterizan por presentar una fauna y flora propia. En el área de estudio se distinguen albuferas, una de ellas localizada en inmediaciones de la Pampa Salinas al NO de Santa Clara (Río Santa) y otra al sur de Virú.

b) Abanicos aluviales

Son acumulaciones de material detrítico heterogéneo, de forma cónica, depositados por los ríos y quebradas tributarias. Se forman principalmente debido al cambio de pendiente existente, al final de su recorrido. Se encuentran distribuidos principalmente en la desembocadura de los ríos Santa, Moche, Virú, etc.

c) Colinas

Son un conjunto de cerros aislados de formas ovaladas que sobresalen la planicie costera, con una elevación que no sobrepasa los 500 msnm. Estas geoformas se pueden distinguir en los sectores de Samanco y Trujillo. Están constituidas mayormente de rocas intrusivas del Batolito de la Costa y secuencias volcano-sedimentarias del Grupo Casma.

2.5.2 PIEDEMORTE OCCIDENTAL

Corresponde a un sector de la Cordillera Occidental de los Andes, constituida de una cadena de cerros con orientación NO-SE, cuyas altitudes fluctúan entre 600 y 5700 msnm, dentro del cual se han desarrollado variadas geoformas labradas en rocas volcánicas, sedimentarias e ígneas. Las laderas muestran pendientes que varían entre 30° y 90°. El Piedemonte Occidental está cortado por los valles de los ríos Santa, Moche y Chicama. Al Este limita con el río Marañón y el Oeste con la Planicie Costera.



Foto 2.2 Vista panorámica del Piedemonte Occidental constituyendo una cadena montañosa con orientación NO-SE. En el extremo izquierdo inferior se aprecia al valle del río Tablachaca.

En el Piedemonte Occidental se reconocen las siguientes unidades:

a) Cadena de Picos Altos

Constituye un conjunto de cerros bastante elevados, localizados sobre los 4000 msnm, cuya orientación es NO-SE. Esta cadena comprende parte de la Cordillera Negra y la Cordillera Blanca, y está constituida por rocas volcánicas, sedimentarias e ígneas. Las zonas localizadas entre los 4000 a 5000 msnm durante los meses de diciembre a marzo presentan una cobertura de hielo y nieve. Mientras que las zonas localizadas sobre los 5000 msnm, visibles principalmente en la Cordillera Blanca, Nevado de los Pelagatos y Rosco (NE de Corongo), Cordillera Negra presentan nieves perpetuas.

Una de las principales geoformas de erosión encontradas dentro de esta morfología corresponden a **Circos Glaciares**, distinguibles en la cabecera de los valles o quebradas de la Cordillera Blanca y Cordillera Negra (Foto 2.3). Sus morfologías son circulares y cóncavas. Se les reconoce en los cerros de Tres Cruces (Macate), Alto Vizcacha (Huamachuco), Laguna Manyacocha (Foto 2.3) y otros.



Foto 2.3 Circos glaciares en inmediaciones de la laguna Manyacocha (Cordillera Negra).

Como geoformas de depositación se distinguen **morrenas** que son depósitos que contienen abundantes bloques y gravas de naturaleza polimícticas, incluidos dentro de una matriz de arcillas y arenas, producto de la actividad glaciar. Estos depósitos presentan una morfología aborregada (Foto 2.4).



Foto 2.4. Morrenas laterales visibles en el sector de Uchpacancha (Cordillera Negra), sector de Pamparomas.

En algunos casos las morrenas limitan frontalmente a una pequeña depresión (morrena frontal), originando pequeñas cuencas endorreicas con una laguna glacial en su parte central, tal el es caso de la laguna Coñorangra, localizada al Este del cuadrángulo de Santa Rosa. Asimismo, morrenas se pueden reconocer en los alrededores de los cerros Rima Rima (cuadrángulo de Santa Rosa), Pata Blanca, y Cuchi Corral entre Santiago de Chuco y Cajabamba. Además se distinguen en la parte alta de la Cordillera Negra (Foto 2.4). En el flanco occidental de la Cordillera Blanca se distinguen morrenas de retroceso del frente glaciar que contienen gran cantidad de bloques, gravas y arenas.

b) Altiplanicie Volcánica

Corresponde a una llanura extensa, sub-horizontal y a veces ligeramente ondulada, sobre el cual resaltan colinas que corresponden a conos volcánicos, domos, cuerpos subvolcánicos, y/o afloramientos de rocas volcánicas resistentes a la meteorización. Presentan generalmente laderas con pendientes menores de 20° (Foto 2.5).

La altiplanicie volcánica se localiza entre los 3500 - 4600 msnm y está constituida de lavas, depósitos piroclásticos y volcanoclásticos. Frecuentemente, la sub-horizontalidad es interrumpida por algunos flujos piroclásticos y/o volcanoclásticos cuyos frentes culminan con pendientes que varían desde 30° - 90° . Se tienen algunos ejemplos en las zonas de Quesquenda, Payhual, Calamarca, Huaso y Uningambal.

Este tipo de superficie también es conocida localmente como pampas entre las que se pueden mencionar: Pampa Los Toritos, las Cautivas, Cerro Peña Blanca, Santa Rosa, Cerro Pileta en Otuzco, la Pampa Sady (al sur de Charat), etc.



Foto 2.5 Altiplanicie volcánica ligeramente ondulada, donde resaltan algunas colinas constituida de depósitos de flujos piroclásticos.

Por otro lado, en los sectores de Osayhue y Andaraca (Unigambal), y Culantrillo - Cerro Balcón del Tirador (Quesquenda) se distinguen superficies sub-horizontales constituidas

por flujos piroclásticos y volcanoclásticos que forman mesetas, surcadas por quebradas abiertas con laderas que tienen pendientes suaves menores de 15° (Foto 2.5).

c) Conos Volcánicos Erosionados y domos de lava

En el área de estudio se distinguen restos de aparatos volcánicos que todavía muestran su estructura primigenia, localizadas a altitudes que fluctúan entre 3200 a 4700 msnm. De sur a norte tenemos los siguientes centros volcánicos:

c.1) Centro Volcánico Ulto Cruz - Ticas

Está desarrollado entre los 3280 y 4649 msnm. Es un estratovolcán andesítico ubicado al sur del área de estudio. Tiene un diámetro aproximado de 7 km. Su cono ha sido erosionado, quedando restos de lavas y depósitos de flujos piroclásticos que muestran pendientes que varían entre 20° y 70° (Foto 2.6).



Foto 2.6.- Centro volcánico Ulto Cruz-Ticas mostrando superficies erosionadas

c.2) Centro Volcánico Macón

Estratovolcán en avanzado estado de erosión, desarrollado entre los 3500 y 4288 msnm. Este volcán conserva parte de su flanco Oeste. Depósitos de este volcán constituidos principalmente de flujos de lavas son reconocidos hasta 15 km al noroeste del aparato (Foto 2.7).



Foto 2.7.- Vista del centro volcánico Macón el cual está surcado por quebradas.

c.3) Centro Volcánico Matala

Se desarrolla entre 3200 y 3579 msnm. Corresponde a un centro volcánico bastante erosionado, constituido de lavas andesíticas y depósitos volcanoclásticos que tienen pendientes de 10° a 50°, cortados por quebradas, algunas de ellas profundas. En el extremo Este presenta una amplia zona de alteración hidrotermal. Actualmente, tiene un diámetro aproximado de 5 km (Foto 2.8).



Foto.2.8.- Vista panorámica del Centro Volcánico Matala que se encuentra bastante erosionado

c.4) Centro Volcánico San Pedro

Volcán bastante erosionado, cuya base está constituido por lavas andesíticas que tienen en total más de 400 m de espesor. Está surcado por quebradas profundas y angostas. Se desarrolla entre los 2400 y 2804 msnm. Tiene un diámetro aproximado de 4 km.

c.5) Centro Volcánico Alto Dorado

Se desarrolla sobre una altiplanicie, entre los 3800 y 4364 msnm. Está intruido por domos de lava y cuerpos subvolcánicos que muestran superficies onduladas, y cubierto parcialmente por depósitos de flujos piroclásticos. Tiene un diámetro aproximado de 8 km. Su cono erosionado, surcado por quebradas abiertas de poco recorrido.

c.6) Centro Volcánico Cururupa

Corresponde a un estratovolcán en avanzado estado de erosión constituido por lavas andesíticas. Está surcado por quebradas angostas de poco recorrido. Se desarrolla entre los 4000 y 4356 msnm.

c.7) Centro Volcánico Totora

Se desarrolla entre los 4100 y 4400 msnm. Se encuentra erosionado, preservándose solamente el flanco Este del edificio volcánico. Está constituido por flujos de lavas andesíticas y depósitos de flujos piroclásticos subhorizontales.

c.8) Complejo Volcánico Paccha – Uromalqui

Es un complejo volcánico alineado en dirección NO – SE, que se emplaza sobre una altiplanicie volcánica. Presenta tres conos que tienen superficies suaves que varían entre 5° a 25° de inclinación, constituida de flujos de lavas, intruidos por cuerpos subvolcánicos. Este complejo volcánico se desarrolla entre los 3550 y 4131 msnm.

c.9) Centro Volcánico Quesquenda

Corresponde a un cono volcánico erosionado intruido por un complejo de domos de lava dacíticos que cortan a la estructura. Tiene un diámetro mayor a 3 km. Se desarrolla entre los 4000 y 4204 msnm. Sus depósitos constituidos de flujos piroclásticos son subhorizontales, tienen menos de 15° de inclinación y se extienden principalmente hacia el Norte del área.

c.10) Centro Volcánico Quiruvilca

Es uno de los centros volcánicos más erosionados en el área de estudio. Este volcán en la parte central contiene mineralización en forma de vetas. Está desarrollado entre los 3800 y 4115 msnm. Posee un diámetro aproximado de 5 km. Sus depósitos se extienden radialmente (Foto 2.9).



Foto 2.9.- Vista del sector Suroeste del centro volcánico Quiruvilca, el cual se encuentra bastante erosionado.

c.11) Complejo Volcánico Payhual-Caupar

Corresponde a un complejo volcánico ubicado en el sector sur del cuadrángulo de Cajabamba. Se desarrolla entre los 3400 y 4012 msnm. Solamente parte de su flanco sur está preservado. Está compuesto por intercalaciones de flujos de lavas y flujos piroclásticos. Además está intruido por cuerpos subvolcánicos. Posee un diámetro aproximado de 6 km (Foto 2.10).

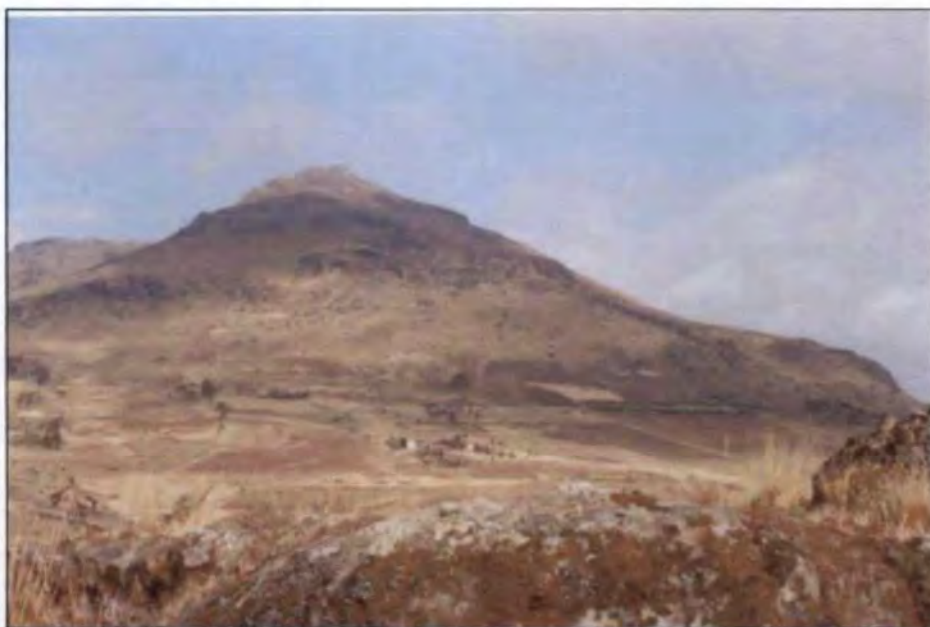


Foto 2.10. Vista al complejo volcánico Payhual - Caupar que presenta su flanco sur preservado, con un diámetro aproximado de 6 km.

c.12) Complejo Volcánico Urpillao - Rushos

Corresponde a un complejo volcánico antiguo y erosionado, desarrollado entre los 3600 y 4302 msnm. Tiene forma ligeramente alargada de Noroeste a Sureste, cuyo diámetro máximo es de 8 km. Los flancos tienen pendientes que varían entre 20°- 45° (Foto 2.11).



Foto 2.11. Flanco Suroeste del complejo volcánico Urpillao – Rushos. En la parte superior presenta principalmente flujos de lavas y al pie depósitos de flujos piroclásticos.

c.13) Centro Volcánico Piedra Grande

Localizado en la parte más septentrional de la zona de estudio, desarrollado entre los 3700 y 4215 msnm. Se encuentra muy erosionado, preservándose sólo parte del flanco Suroeste. Está Tiene un diámetro aproximado de 4 km. Está constituido por lavas andesíticas cubiertas por depósitos de flujos piroclásticos soldados. Estos depósitos conforman una superficie subhorizontal, con ligeras ondulaciones (Foto 2.12).



Foto 2.12. Vista del Centro Volcánico Piedra Grande que se muestra muy erosionado

Asimismo, en el área de estudio se distinguen pequeñas elevaciones ovaladas, que corresponden a domos de lavas y cuerpos subvolcánicos, que ocasionalmente

conforman campos de domos. Sus diámetros varían desde algunas centenas de metros a menos de 1.5 km de diámetro. Se ubican sobre los centros volcánicos (Quesquenda, Quiruvilca) y/o sobre una altiplanicie volcánica. Entre ellos se distinguen: Yuque, Llaut, Pollo, Icchal, y otros.

d) Superficie sedimentaria

Corresponde a una superficie alargada e irregular que forma parte del Piedemonte Occidental, distinguida al NE del área de estudio. Posee altitudes que varían entre 1100 msnm (río Marañón) hasta los 4700 msnm (línea divisoria de aguas). Presenta una topografía accidentada, con pendientes mayores a 60° en las laderas de valles encañonados, como en el valle del río Chuzgón, río Yanabamba, río Chuzgón, río Condebamba y río Chicama. En esta unidad se asientan pocos poblados.

Litológicamente está constituida por afloramientos de limoarenitas, areniscas, y calizas que han sido cortadas por los ríos. Su orientación varía de NO-SE a NNO-SSE, que corresponde al rumbo de los sedimentos plegados.

Dentro de esta geofoma también se distinguen pampas entre las que se encuentran: Pampa de Arena, Corral Pampa (oeste de Cajabamba), Pampa Verde (norte de Huamachuco), Pampa de Higos Pata (sur de Matará en San Marcos) y otros.

2.5.3 PIEDEMONTE ORIENTAL

Comprende el flanco occidental de la Cordillera Oriental, localizada en la esquina NE del área de estudio, y constituida por rocas sedimentarias (pelitas, calizas, areniscas) e intrusivas. Está formada por una cadena de cerros cuya orientación es NO-SE, cuyos picos altos superan los 4000 msnm, limitado en el lado occidental por el río Marañón. Está cortado por valles encañonados en forma de "V", cuyas pendientes de las laderas pueden superar los 80°.

Dada las fuertes pendientes esta zona es empleada principalmente en la agricultura. El asentamiento de poblados es escaso, ubicándose a partir de los 3000 msnm. Donde la pendiente del terreno es inferior a 60°, se puede encontrar algunos caseríos como Chulla, Chamana, Sartimbamba, y Bambamarca. La superficie de este flanco se encuentra cortada por quebradas de corto recorrido y fuerte pendiente.

2.5.4 VALLES

En el área de estudio se distinguen los siguientes tipos de valles: a) **Valles encañonados**, se ubican en las partes altas de las cuencas hidrográficas. Corresponden mayormente a los cursos de los ríos en su etapa juvenil, cuyas laderas tienen pendientes que varían entre 50° y 90°, y donde la erosión es más intensa. En la mayoría de los casos las laderas de los valles lo conforman rocas resistentes a la erosión (rocas intrusivas). En el área de estudio distinguimos valles encañonados como los valles de El Cañón del Pato, río Tablachaca (sector la Galgada), etc. que en algunos casos alcanzan algunas decenas de metros de ancho (Fig. 2.13). b) **Valles interandinos**, corresponden a los valles relativamente amplios con relleno de material detrítico, ubicados en las partes altas del Piedemonte Occidental que tienen una dirección predominante de sur a norte. Entre estos tenemos los valles de los ríos Santa, Cajabamba y Marañón. Los ríos que discurren por estos valles forman terrazas extensas y desarrollan abanicos aluviales (Foto 2.14) donde se asientan centros poblados y son utilizadas como terrenos de cultivo.



Foto 2.13 Valle encañonado, estrecho con pendientes fuertes, corresponde al curso medio del río Tablachaca.



Foto 2.14 Vista a un abanico aluvial con pendientes moderadas en la margen izquierda del valle del río Santa (Sucre - Carhuaz).

c) **Valles costaneros** distinguidos en los cursos inferiores de los ríos que drenan del Piedemonte Occidental hacia el Océano Pacífico. Son poco estrechos en zonas donde atraviesan las estribaciones rocosas y se hacen amplios en la zona de la llanura costera donde empieza el dominio del cono aluvial. Los cauces de los ríos de estos valles son perpendiculares a la línea de costa. Estos valles presentan drenajes dendríticos y sub-paralelos. Entre los principales valles costeros destacan los valles de los ríos Santa, Moche, Chicama, Virú y Chao, que presentan perfiles transversales asimétricos y laderas de pendiente variable. El ancho de los valles fluctúa generalmente entre 0.5 km a más de 1 km.

Capítulo III

MARCO GEOLÓGICO

En el área de estudio se distinguen secuencias de rocas sedimentarias y afloramientos de rocas ígneas que conforman el substrato sobre el cual se emplazaron los centros volcánicos y productos volcánicos asignados al volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy). En el presente estudio estas secuencias son denominadas como secuencias litoestratigráficas pre-volcanismo cenozoico.

3.1 ESTRATIGRAFÍA PRE - VOLCANISMO CENOZOICO

Dentro de las secuencias sedimentarias se distinguen unidades que datan desde el Jurásico, y que están localizadas principalmente al Este del área. También se distinguen rocas ígneas asignadas al Batolito de la Costa (Cretáceo superior - Paleógeno) y rocas volcano-sedimentarias del Grupo Casma (Cretáceo inferior -superior), que yacen al Oeste del área de estudio.

Las unidades reconocidas puede observarse mejor en los mapas geológicos a escala 1:50,000 que acompañan al presente estudio.

3.1.1 Grupo Chicama

Descrito inicialmente por Stappenbek (1929) en el tramo superior del valle del río Chicama, donde fue denominado como Formación Chicama. Por su parte, Cossio (1964) en la hoja de Santiago de Chuco reconoce a esta unidad constituida principalmente de limolitas laminadas, pizarrosas, con algunos estratos fosilíferos y areniscas grises, que en total mide más de 1000 m de espesor. Posteriormente, Jacay (1992) en base a características sedimentológicas contrastantes y por el contenido de fósiles descritos en el valle del río Chicama, lo eleva a la categoría de grupo dividiéndola en tres formaciones: Simbal, Punta Moreno y Sapotal.

El Grupo Chicama tiene amplia distribución en el área del proyecto cuyos afloramientos corresponden a núcleos de anticlinales, en algunos casos fallados, tal como se observan en los siguientes sectores: noroeste de Angasmarca, Quebrada el Carbón (Este del río Tablachaca), río Santa (Corongo) y otros. Sobre sus afloramientos se asientan algunos centros poblados de la zona norte del valle del río Santa como: Huallanca (Corongo), Tablachaca, Mollepata, Angasmarca (Santiago de Chuco), Simbal y Coina (Otuzco). Se caracteriza por su relieve suave; color oscuro donde ocurren frecuentemente deslizamientos. Está constituido de limoarcilitas, limolitas gris oscuras a negras, lutitas pizarrosas, pizarras y esquistos pelíticos, tal como se observa en el trayecto Tablachaca - Mollepata (Foto 3.1).

Al Noroeste del área de estudio (valle del río Chicama - cuadrángulo de Salaverry) aflora la Fm. Sapotal, descrita por Jacay (1992) como parte del Grupo Chicama. Corresponde a una gruesa secuencia monótona de limolitas y limoarcillitas gris oscura, dispuestas en capas delgadas, con laminación interna paralela. Algunas veces presenta también algunos niveles de areniscas cuarzosas de grano fino en capas delgadas. En esta zona la Fm. Sapotal tiene un espesor aproximado de 500 m.

En algunos sectores del área de estudio, el Grupo Chicama presenta capas delgadas de areniscas, de color gris y niveles delgados de calizas grises. Debido al alto grado de deformación no es posible establecer la sucesión estratigráfica completa de la unidad, siendo además difícil de precisar su espesor, sin embargo se estima en más de 1500 m.

En el área de estudio el límite inferior del Grupo Chicama no se observa, en cambio, el límite superior es una transición gradacional a la Formación Oyón que consiste de limoarcillitas, lutitas carbonosas, lutitas pizarrosas a areniscas grises, limolitas y limoarcillitas. En algunos sectores está infrayaciendo concordantemente a la Formación Chimú.



Foto 3.1 Vista panorámica de limoarcillitas y limolitas del Grupo Chicama que yacen en el curso superior del río Tablachaca, al Noroeste de Pallasca.

En alrededores de la Hacienda Angasmarca, dentro de esta unidad, Welter (1931) describe los siguientes fósiles: *Holcostephanus* sp. y *Substeuroceras* cf. *S. angasmarcaensis* WELTER. En la parte baja del pueblo de Tauca (Santiago de Chuco), Cruzado y Escudero (1959) recolectaron los siguientes fósiles: *Himalayites* sp., *Paradontoceras* sp. y *Berriasella* cf. *B. áspera* y *Substeuroceras* cf. *S. angasmarcaensis*

WELTER. La mayoría de estos fósiles indican una edad Titoniana (Jurásico superior), por lo que se sugiere esta edad para el Grupo Chicama.

3.1.2 FORMACIÓN OYÓN

La Formación Oyón consta de niveles de areniscas cuarzosas gris oscuras, intercaladas con limolitas grises (Foto 3.2). Hacia la parte superior, esta formación presenta algunos niveles de carbón. Su espesor varía entre 300 a 350 m. Toma este nombre debido a que fue descrito en su localidad típica de los alrededores de Oyón (departamento de Lima).

En el área de estudio esta formación se encuentra distribuida en los alrededores de Pueblo Libre, Acoyo y Quebrada Carbonería (al sur de Caraz). Hacia el norte aflora en los ríos Santa, Ancos y Tablachaca (Santiago de Chuco). En estos sectores presenta un relieve poco agreste. Además se presenta plegado, frecuentemente formando anticlinales. Se caracteriza por su coloración gris oscura que se torna rojiza por efectos de la meteorización.



Foto 3.2 Capas delgadas con laminación interna paralela de la Fm Oyón distinguida en la Qda Conopa (cuadrángulo de Santiago de Chuco).

Se expone mejor en sector de Pueblo Libre (Carhuaz) donde se describen tres niveles: base, parte media y superior. La base está constituida por una intercalación de areniscas gris oscuras de grano fino a medio, limoarcilitas carbonosas y limolitas laminadas. En la parte media se distinguen estratos de limoarcilitas oscuras, intercaladas con areniscas y limolitas grises que miden de 10 a 30 cm de espesor. La secuencia superior consiste predominantemente de areniscas cuarzosas y limoarcilitas

grises, intercaladas con limoarcilitas carbonosas y mantos de carbón. Estos últimos están próximos al contacto con la Formación Chimú.

Al sur de Caraz, en la zona de Pueblo Libre, se estima para esta secuencia sedimentaria un espesor de 350 a 400 m.

La Formación Oyón sobreyace concordante al Grupo Chicama, mientras que el límite superior está definido por una transición gradacional con la Formación Chimú, pasando de limoarcilitas, areniscas grises a areniscas blanquecinas.

No se han encontrado fósiles indicativos para asignar una edad específica a esta formación, sin embargo debido a su posición estratigráfica ubicada sobre el Grupo Chicama y debajo de las areniscas de la Formación Chimú, se le considera una edad aproximada Titoniano a Valanginiano inferior.

3.1.3 FORMACIÓN TINAJONES

Corresponde a una secuencia sedimentaria que aflora en el sector Oeste y Noroeste del área de estudio, definida inicialmente por Wilson (1984) como Fm. Tinajones, quien lo diferenció litológicamente de la Formación Chicama. Su localidad tipo se encuentra en los alrededores de Chongoyape (Oeste de Chiclayo).

Litológicamente presenta dos miembros: uno inferior constituido por areniscas cuarzosas de grano fino a medio, de color gris parduzco a beige y dispuestas en capas que miden entre 20 a 50 cm de espesor. Presenta estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y ondulitas tipo rizaduras de corriente. Esta secuencia tiene un espesor aproximado de 250 m (Foto 3.3). El miembro superior está constituido de limolitas y limoarcilitas de colores gris, beige y violáceo, finamente estratificadas, con esporádicos niveles de calizas y margas de color gris oscuro. Esta formación alcanza un espesor aproximado de 500 m.

Esta formación presenta una morfología abrupta, siendo más suave donde existen niveles pelíticos, en cuyas áreas forman pequeñas colinas. Esta unidad aflora principalmente al Noreste de Virú, en las quebradas Algarrobal y Rincón de Chirimoyo (cuadrángulo de Salaverry).

Hacia el Este, esta unidad se encuentra intruida por rocas del Batolito de la Costa, mientras que al oeste infrayace en ligera discordancia a las rocas volcano-sedimentarias del Grupo Casma. En el área de estudio no se distingue la base de esta formación, tampoco la unidad infrayacente.

Anteriormente, Cobbing et al., (1981) y Wilson (1984) en base a evidencias paleontológicas, y características litológicas y estratigráficas descritas más al norte, reportan bivalvos (*Trigonia Lorente DANA*) y ocasionalmente amonites, *Berriasellidae*,

así como plantas indiferenciadas (fragmentos de tallos), por lo cual le asignan una edad Titoniano - Berriasiano.



Foto 3.3 En la Quebrada Algarrobal, al Noreste de Virú, se distinguen rocas del Batolito de la Costa (1) que intruyen al Miembro inferior de la Fm. Tinajones constituida de areniscas cuarzosas (2). Sobreyace el Miembro superior de la Fm. Tinajones constituida de rocas pelíticas (3).

3.1.4 GRUPO GOYLLARISQUIZGA

En el área de estudio se distinguen algunas formaciones pertenecientes al Grupo Goyllarisquizga, inicialmente definida por Wilson (1963). Entre estas formaciones se distinguen:

3.1.4.1 FORMACIÓN CHIMU

Las rocas que caracterizan esta formación son areniscas cuarzosas principalmente de grano fino, de color gris claro a blanquecinas. Generalmente están dispuestas en capas gruesas y resistentes. En algunos sectores, en la parte inferior se distinguen niveles de limoarcilitas y limolitas grises las cuales a veces están intercaladas con mantos de carbón. Esta formación tiene mayor espesor en los sectores de Huallanca - La Galgada (curso inferior del río Tablachaca).

Fueron descritas inicialmente por Stappenbeck (1929) como cuarcitas Wealdiano. Posteriormente, Benavides (1956), la designa como Formación Chimú, por encontrarse su localidad tipo en los Baños Chimú, en el valle del río Chicama.

La Formación Chimú casi siempre presenta un relieve abrupto, con escarpas pronunciadas. Asimismo, resalta su color gris claro a blanquecino, que cambia a marrón rojiza, debido a la meteorización. Tiene amplia distribución en el área de estudio, siendo al centro su ocurrencia más continua y conspicua, tanto entre los ríos Ancos (Santiago de Chuco), Foto 3.4, Santa (Santa Rosa), y Huallanca; así como al sur, Huata (Carhuaz) donde se le encuentra formando parte de los flancos de un anticlinal y como remanente en un sinclinal fallado. Asimismo, aflora en la hoja de Cajabamba donde se prolonga al extremo noreste del Angasmarca. También se le distingue al Norte de río Sacaycacha (Santiago de Chuco), donde yacen afloramientos aislados.

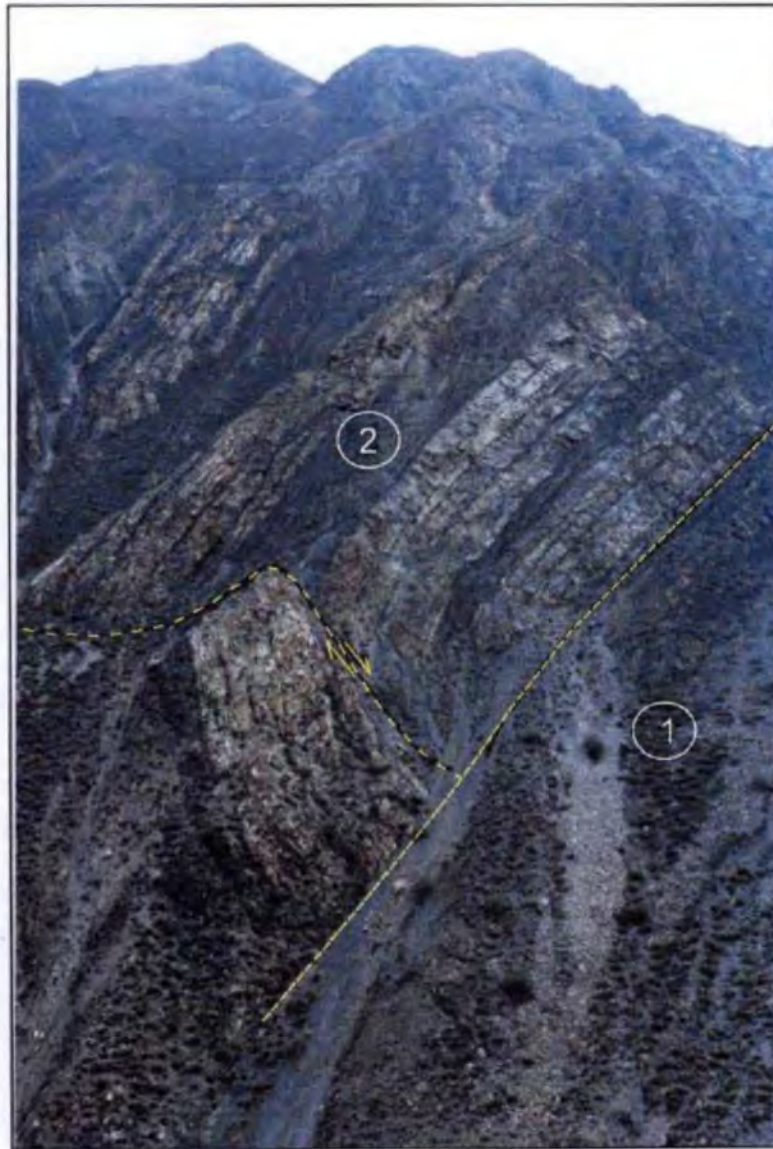


Foto 3.4 Curso medio del río Tablachaca (Cuadrángulo de Santiago de Chuco) donde se distinguen secuencias de areniscas y limolitas grises de la Fm. Oyón (1), infrayaciendo a la secuencia silico-clástica blanquecina de la Fm. Chimú (2).

Al tope de la secuencia existe un predominio de areniscas cuarzosas blanquecinas; no obstante, tienen algunas intercalaciones de limoarcilitas grises y calizas. Las areniscas son de grano fino a medio y presentan capas de 0.5 a 1 m de espesor. A veces presentan estructuras sedimentarias: estratificación cruzada y ondulitas. Por otro lado, su límite inferior está definido por la aparición de la primera capa de areniscas cuarzosas gris claras, cuyo espesor casi siempre es mayor de 1 m. La persistencia de esta litología hacia arriba muestra un contraste con las areniscas grises y limoarcilitas gris oscuras de la Fm. Oyón.

El espesor de la Fm. Chimú es variable, alcanzando aproximadamente 300 m en el río Tablachaca, 280 m en el curso medio del río Santa. Mientras que en las inmediaciones del poblado de Huaylas tiene más de 340 m de espesor.

Las litofacies de la Fm. Chimú varían ligeramente hacia el norte de Huallanca, notándose una mayor proporción de limoarcilitas respecto a las areniscas cuarzosas grises y niveles de carbón. Mientras que al sur las areniscas cuarzosas claras son las más evidentes, respecto a las limoarcilitas y las capas de carbón que tienen espesores más reducidos.

En la base de la Formación Chimú se han reportado restos de plantas, asociados con los mantos de carbón y con limoarcilitas gris oscuras; en donde se han identificado: *Weischselia peruviana* ZÉILLER, *Cladophlebis rotundata*, FONT. *Cladophlebis dunkeri* SCHIMPER, *Otozamites* aff. *O. neumanni* Zéiller, *Peruviophyllum* sp. Estos restos caracterizan al Neocomiano inferior.

3.1.4.2 FORMACIÓN SANTA

En el área de estudio, la Formación Santa aflora a lo largo del flanco Oriental de la Cordillera Negra, desde el sureste de Caraz (Foto 3.5), Huallanca, y Norte de Ancos, donde forma sinclinales. En el cuadrángulo de Santiago de Chuco forma parte de remanentes de bloques fallados; y en el cuadrángulo de Cajabamba forma parte de sinclinales y anticlinales.

Esta formación está constituida por niveles de limoarcilitas gris oscuras, calizas micríticas a espáticas de espesor variable y calizas bioclásticas. Inicialmente fue descrito por Benavides (1956) en el Callejón de Huaylas.

En la parte central del área de estudio (Caraz- Pamparomas) la Formación Santa presenta tres niveles: inferior, medio y superior. El nivel inferior consta de una intercalación de limoarcilitas con algunos niveles de calizas de color gris oscuro. El nivel medio comprende calizas gris oscuras dispuestas en capas gruesas que miden hasta 2 m de espesor. Este nivel es observable en los sectores de Caraz, Acoyo, Macate y Huaylas. La parte superior consiste de una intercalación de limoarcilitas grises con algunos niveles de limolitas y areniscas de grano fino, dispuestas en capas delgadas que miden entre 10 a 30 cm de espesor.

El espesor promedio de ésta formación es de aproximadamente 300 m; aunque en algunos lugares puede ser mayor, debido a los pliegues menores que se encuentran en la secuencia. La morfología de los afloramientos es suave a moderada, en contraste con la infrayacente Fm. Chimú.

En los valles de Tablachaca y Ancos (cuadrángulo de Santiago de Chuco) predominan las limoarcilitas gris oscuras, mientras que las calizas son escasas. Asimismo, existen algunos niveles de yeso.

La Formación Santa sobreyace en concordancia a la Formación Chimú; definido por el contacto de limoarcilitas y/o calizas gris oscuras sobre las areniscas cuarzosas y limoarcilitas de la Formación Chimú (Benavides, 1956). En tanto que el contacto superior se considera, donde aparecen estratos de areniscas, limolitas y limoarcilitas de color gris verdoso a pardo de la Formación Carhuaz, dispuestos en contacto concordante.

Las litofacies calcáreas de la Formación Santa se han desarrollado mejor en la parte sur del área de estudio, mientras que hacia el norte, en el río Tablachaca, las litofacies más predominantes son las limoarcilitas conjuntamente con capas de evaporitas.



Foto 3.5. En la margen izquierda del río Santa (Noroeste de Caraz) se distinguen afloramientos sílico-clásticos de la Formación Chimú (1), seguido de las calizas de la Formación Santa (2), y en el tope yace una intercalación de areniscas y limolitas de la Formación Carhuaz (3).

Algunos fósiles descritos por Benavides (1956) son: *Buchotrignia gerthii* (LISSON); *B. inca* (FRITZSHE); *B. flexicosta* (FRITZSHE), *Paraglauconia studeri* VILLANOVA, *P. strombiformis* (SCHLOTHEIM), *Valanginitis broggi* (LISSON), *Osteichthyies collodus* sp. *Nucula* sp. *Protocardia* sp. *Dobrodgeiceras broggianum* (LISSON), Lamelibranquios y gasterópodos. ind. *Núcula* sp.). Esta fauna sugiere una edad Valanginiano superior. Adicionalmente, en el presente estudio se reportan los siguientes fósiles: *Paraglauconia* sp; *Torquesia* sp; *Panopaea* sp; *Cassiopse* sp; *Aphrodina* sp; *Corbula* sp; que confirman una edad de Valanginiano superior.

3.1.4.3 FORMACIÓN CARHUAZ

Consiste de una intercalación de areniscas de grano fino de colores marrones, con limolitas y limoarcilitas de color beige a gris verdosas, dispuestos en estratos delgados a medianos. La Fm. Carhuaz tiene su localidad típica al Oeste del valle del río Santa, 3 km al noroeste de Carhuaz, donde fue definida por Benavides (1956). Las rocas de esta formación forman relieves moderados a suaves. Es distinguible por su estratificación paralela y continua, así como por la existencia de niveles de limolitas rojizas y verdosas. Continuamente forman pliegues.

Dentro del área de estudio, esta formación se encuentra mejor expuesta en la carretera Pueblo Libre - Pamparomas, donde consiste de una intercalación de areniscas cuarzosas de grano fino de color marrón, con limolitas y limoarcilitas de color beige a gris verdosas. Están dispuestas en estratos que miden de 5 a 40 cm de espesor, con estratificación laminada y paralela. Además, al tope de la secuencia se observan estratos de lodolitas rojizas interestratificadas con capas de calizas que miden de 5 a 20 cm de espesor. En el Callejón de Huaylas, la Formación Carhuaz alcanza un espesor aproximado de 1000 m, mientras que al sur del poblado de Huata se estima un espesor de 500 m (Foto 3.5).

La Formación Carhuaz tiene una amplia distribución en el flanco oriental de la Cordillera Negra (cuadrángulo de Carhuaz); también se le encuentra en ambas márgenes del curso medio del río Santa, entre Huallanca y Macate, desembocadura del río Ancos (cuadrángulos de Corongo y Santa Rosa), río Tablachaca, noroeste y sureste de Angamarca (Santiago de Chuco). Asimismo, se distinguen afloramientos en la hoja de Cajabamba.

Su relación inferior con la Formación Santa es concordante, al igual que su límite superior con la Formación Farrat.

En el nivel inferior de la Formación Carhuaz, Benavides (1956) reporta fósiles pertenecientes al genero *Valanginites broggi*, fósiles característicos del Valanginiano superior; y como estratigráficamente infrayace a las formaciones Farrat y Pariahuanca del Albiano inferior, se deduce que la unidad se emplazo entre el Valanginiano superior - Aptiano.

3.1.4.4 FORMACIÓN FARRAT

Stappenbek (1929), empleó por primera vez el nombre de Formación Farrat para describir una secuencia de ortocuarcitas y areniscas de colores blanquecinas, con intercalaciones de limolitas gris oscuras que afloran en la Hacienda Farrat, al Norte de Otuzco.

Dentro del área de estudio, corresponde a una secuencia clástica bien estratificada, conformada de areniscas cuarzosas de grano fino a medio, de color blanquecino a crema, dispuestas en capas delgadas a medianas que miden entre 10 a 50 cm de espesor. A veces se presentan intercaladas con limolitas rojizas. El espesor total de la Fm. Farrat varía de 50 a 100 m.

La morfología de los afloramientos es alargada y conspicua, sobresaliendo debido a su alta resistencia a la erosión. Aflora principalmente en el cuadrángulo de Cajabamba, donde forma parte de una secuencia plegada; también se distingue en los alrededores del poblado de Putaca (noroeste del cuadrángulo de Carhuaz), carretera Pueblo Libre - Pamparomas, y en el extremo noroeste del cuadrángulo de Santiago de Chuco, como parte de un sinclinal (Foto 3.6).



Foto 3.6 Al Noroeste de poblado de Cajabamba (Pamparomas) se distingue la secuencia sedimentaria perteneciente a la Formación Carhuaz (1), seguido de una intercalación de areniscas cuarzosas con limolitas rojizas dispuestas en capas delgadas pertenecientes a la Formación Farrat (2), y al tope la secuencia calcárea de la Formación Chulec (3).

Al sur del área de estudio esta unidad es más delgada mientras que al norte es más potente, y en algunas zonas está ausente. Esta unidad suprayace concordante a la Formación Carhuaz y subyace a la Formación Chulec, por lo que se asigna una edad Aptiano.

3.1.5 FORMACIÓN CHÚLEC

Mc Laughlin (1924), en la región central de país y en áreas aledañas a la Oroya describe una secuencia de margas, calizas gris claras y limolitas estratificadas y plegadas como miembro inferior de las calizas Machani. Posteriormente, a esta secuencia Benavides (1956) lo eleva a la categoría de formación denominándolo Formación Chulec.

Litológicamente está compuesta de una intercalación de margas, calizas gris claras y limolitas dispuestas en capas delgadas a medianas, intercaladas ocasionalmente con niveles de limoarcillitas. Al tope presenta una intercalación de calizas con areniscas calcáreas de color rojizo. En general, la Formación Chulec se caracteriza por la presencia de fósiles y frecuentemente forma pliegues.

Caracteriza a esta formación la coloración gris clara a beige de sus afloramientos. Así como los taludes abruptos que forman sus afloramientos, que en muchos casos depende de la posición de las capas. Se le observa en el valle del río Santa (cuadrángulo de Carhuaz), donde alcanza un espesor aproximado de 50 m. También aflora en la carretera Pueblo Libre - Pamparomas, donde se observa un mayor desarrollo de la secuencia, que alcanza un espesor de 200 m (Foto 3.6).

En la mayoría de las áreas donde aflora sobreyace concordante a la Formación Farrat, mientras que en algunas áreas yace directamente sobre la Formación Inca. Por otro lado, infrayace a la Formación Pariatambo.

Según los fósiles descritos por Guisado (1964) como: *Parahoplites* sp. *Douvilleiceras* sp. *monolis*, *Knemiceras*, *Prolyelliceras*, *Brancoceras* y *Paregonoceras*, *Lyelliceras*, *Nelthea MORRISI PICTET*, *pecten* sp, *Liopistha (Psilomya) gigantea* SOWERBY, *Cardita subparalela* GERHARDT, *Crasatella Caudata* GABB, *Corbula raimondii* GABB, *Enallaster texanus* ROEMER, *Holcotypus planatus* ROEMER, *Pseudodiadema texanum* ROEMER, se le asigna una edad Aptiana (Cretáceo inferior).

3.1.6 FORMACIÓN PARIATAMBO

Wilson (1963), en el cuadrángulo de la Oroya denominó como Formación Pariatambo a una secuencia de margas y lutitas negruzca con intercalaciones de calizas dispuestos en niveles delgados. Esta formación presenta taludes y/o pendientes abruptas debido a la alta resistencia a la erosión.

En el área de estudio aflora al sureste de Caraz y en los alrededores del poblado de Putaca Alta (Pamparomas), Foto 3.7. También aflora al Este del poblado de Huaylas, al noreste de Huaranchal (cuadrángulo de Cajabamba), inmediaciones de los poblados de Moncada y Hierbabuena, donde forman parte de núcleos de sinclinales cuyos ejes tienen una dirección andina NO-SE.

En el área de estudio consisten de calizas micríticas y bituminosas, margas de colores gris oscuros, a veces con presencia de niveles nodulares e intercalados con lutitas negras bien estratificadas, dispuestas en capas que miden entre 0.3 a 1 m de espesor. Los estratos de caliza bituminosas desprenden un olor fétido característico. Frecuentemente las calizas son cortadas por vetillas de calcita. En general la secuencia alcanza un espesor aproximado de 100 m.

Esta unidad suprayace concordante a la Formación Farrat y subyace en discordancia a la Formación Huaylas.

Los fósiles descritos dentro de Formación Pariatambo consisten mayormente de *Oxitotripidoceras carbonarium* (GABB) que indica una edad Albiano medio.



Foto 3.7 Afloramiento de la secuencia calcárea de la Fm. Chúlec (1) infrayaciendo a las calizas gris oscura de la Formación Pariatambo (2), en los alrededores del poblado de Putaca (Pamparomas).

3.1.7 GRUPO CASMA

Corresponde a una secuencia volcano-sedimentaria distribuida en el centro y norte del Perú, a lo largo de la faja costanera y flanco oeste de la Cordillera Occidental. Inicialmente, esta formación fue descrita por Trotter y Ortiz (1963) en los alrededores de Casma como Formación Casma. Posteriormente, Cossio (1964), reconoce a rocas de la Fm. Casma al suroeste del cuadrángulo de Santiago de Chuco. En donde consiste de una secuencia de derrames lávicos y depósitos de flujos piroclásticos andesíticos que se intercalan con lutitas de colores pardo a marrón, areniscas blanquecinas, y

ocasionalmente, calizas recristalizadas. En total mide 600 m de espesor. Similar litología se describe en el valle del río Virú, donde alcanza un espesor aproximado de 1600 m.

Por otro lado, Myers (1980) en las hojas de Huarmey y Huyllapampa describe formaciones volcano-sedimentarias similares a las descritas por Trottereau y Ortiz (1963), y Cossio (1964), que alcanzan un espesor aproximado de 6000 m, por lo cual a la Fm. Casma lo eleva a la categoría de grupo.

El Grupo Casma consiste en flujos de lavas almohadilladas, hyaloclastitas, y depósitos de flujos piroclásticos cortados por diques y sills, de composición esencialmente andesítica, andesítica basáltica y basáltica (Petford & Atherton, 1995). Estos depósitos han sido emplazados en un medio marino durante el Titiánico y Albiano. La secuencia volcánica del Grupo Casma ha sido estimada en más de 9000 m de espesor (Bussell, 1975).

Afloramientos pertenecientes al Grupo Casma son reconocidos en los cuadrángulos de Salaverry, Santa Rosa y Santiago de Chuco. En el cuadrángulo de Salaverry, sector Tomobal - Huacapongo - Cuyancul (al noreste de Virú), se distinguen dos unidades: la secuencia inferior donde predominan lavas andesíticas, en capas delgadas a medianas, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, con niveles cloritizados, intercaladas al tope con capas delgadas de depósitos de flujos piroclásticos. La secuencia superior presenta depósitos piroclásticos, como flujos de cenizas de composición andesítica dispuestas en capas gruesas y niveles volcanoclásticos en capas medianas. Estos depósitos alcanzan entre 100 a 300 m de espesor (Foto 3.8).

En el sector de Cerro La Huaca (norte de Virú), afloran lavas andesíticas almohadilladas emplazadas en un medio marino (Foto 3.9), que corresponden a la secuencia inferior. Mientras que en otros sectores como Mayasgo, El Huayo, La Calera (noreste de Virú), afloran depósitos de flujos piroclásticos de cenizas con líticos centimétricos, en capas gruesas. También se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de composición andesítica dispuestos en capas masivas de 2 a 10 m de espesor. En esta zona el Grupo Casma tiene un espesor aproximado de 500 m. Asimismo, en los sectores de Pampa Cerro Blanco, Qda. Chorabal, Cerro Portachuelo localizados al noreste de la localidad de Chao (Cuadrángulo de Salaverry), afloran depósitos de flujos de cenizas de composición andesítica dispuestas en capas de 2 a 8 m de espesor. Lo que nos indica que también hubo depósitos emplazados en medio subaéreo, evidenciando así que estaríamos en la parte marginal de la cuenca.

En el cuadrángulo de Santa Rosa (Quebrada Cayhuamarca) se distinguen lavas andesíticas que miden de 10 y 20 m de espesor intercaladas con rocas volcanoclásticas de tonalidades verdosa, rojiza y grisácea. En total la secuencia mide 200 m de espesor. En esta parte las rocas del Grupo Casma son intruidas por rocas del Batolito de la Costa.



Foto 3.8 Cerro Portachuelo al Norte de Chao, donde se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, con fragmentos líticos dispuestos en capas gruesas pertenecientes al Grupo Casma, cortada por diques y sills andesíticos (1). Estas están cubiertas por depósitos de flujos de cenizas intercalados con lavas andesíticas (2).



Foto 3.9. En los alrededores del Cerro La Huaca, al NE de Virú yacen lavas almohadilladas de composición andesítica perteneciente al Grupo Casma.

3.1.8 FORMACIÓN HUAYLAS

Consiste en una secuencia de niveles de conglomerados y areniscas rojizas reconocidas inicialmente por Cossio (1964) en la zona de Huaylas, y posteriormente descrita por él mismo en el curso medio del río Tablachaca (cuadrángulo de Santiago de Chuco). Posteriormente Wilson et al., (1967) durante el levantamiento de la hoja de Corongo describe esta unidad al Oeste de la localidad de Huaylas.

Secuencias pertenecientes a la Fm. Huaylas afloran en la parte oeste y noroeste del poblado de Huaylas, y se prolongan hacia el sector norte del flanco Occidental de la Cordillera Negra. Asimismo, se expone en el río Tablachaca (cuadrángulo de Santiago de Chuco), y al norte y noreste del poblado de Otuzco. Esta unidad presenta una coloración rojiza característica a lo largo de toda su extensión.

Al oeste del poblado de Huaylas consiste en una secuencia estratificada de conglomerados, dispuestos en capas gruesas, constituidos por líticos redondeados de calizas y areniscas, incluidos dentro de una matriz limosa. Estos conglomerados se intercalan en capas delgadas y medianas con areniscas y lodolitas rojizas. En esta parte la secuencia alcanza un espesor total aproximado de 400 m.



Foto 3.10. En la carretera Santa Ana - Huaylas se distinguen afloramientos de conglomerados de la Formación Huaylas (1), seguido de una intercalación de areniscas rojizas y conglomerados (2). En discordancia angular yacen las rocas del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) (3).

Por otro lado, en el curso medio del río Tablachaca afloran capas gruesas de conglomerados intercalados con limolitas gris oscuras. Las capas de conglomerados miden hasta 2 m de espesor y están compuestos mayormente de bloques redondeados de cuarcitas. En el sector de Julqueda (norte de Otuzco), la Fm. Huaylas consiste de areniscas de grano fino a medio, dispuestas en capas delgadas, intercaladas con lodolitas rojizas. En esta zona la Fm. Huaylas alcanza un espesor total de 300 m.

La Formación Huaylas sobreyace en discordancia angular a las rocas de la formaciones Carhuaz y Pariatambo, e infrayace en ligera discordancia al volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy), Foto 3.10. Por la posición estratigráfica se le asigna una edad que va desde el Cretáceo superior al Paleógeno inferior.

3.1.9 ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas corresponden a tonalitas, sienogranitos y granodioritas pertenecientes a dos eventos magmáticos. El primero, ocurrido entre 100 - ~60 Ma asignado al Batolito de la Costa (Pitcher, 1985; Cobbing, 2000). El segundo, principalmente stocks de edad Eocena a más joven ocurrida a partir de 55 - 50 Ma (Vidal, 1980; Cobbing, 2000). Los primeros afloran al Oeste del área de estudio, mientras que los segundos son visibles dentro del área de estudio.

3.1.9.1 BATOLITO DE LA COSTA

Rocas intrusivas del Batolito de la Costa afloran principalmente en la zona de Samne (cuadrángulo de Otuzco), al Oeste de Carabamba (cuadrángulo de Salaverry), en Huaraday (cuadrángulo de Santiago de Chuco), en el curso medio e inferior del río Tablachaca (cuadrángulo de Santa Rosa), en la zona de Santa Ana (cuadrángulo de Santa Rosa), y al Oeste de Chuquicara - Jimbe (cuadrángulo de Santa Rosa).

Las rocas del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) yacen sobre una superficie erosional del Batolito de la Costa, lo que sugiere que estos plutones se encontraban en plena denudación durante la ocurrencia del volcanismo.

Las rocas intrusivas del Batolito de la Costa corresponden a tonalitas, sienogranitos y granodioritas emplazados entre 100 y 60 Ma, es decir durante el Cretáceo Superior - Paleoceno. Estas rocas intruyen secuencias sedimentarias del Jurásico perteneciente al Grupo Chicama y secuencias Cretáceas del Grupo Casma (Fotos 3.11 y 3.12). Los magmas del Batolito de la Costa provinieron probablemente del manto (Atherton & Sanderson, 1985).



Foto 3.11. En la Quebrada Palo Redondo se aprecia el contacto entre rocas intrusivas del Batolito de la Costa (1) que intruyen a las secuencias volcano-sedimentarias del Grupo Casma.



Foto 3.12. En la Quebrada Cayhuamarca se aprecia el contacto entre rocas del Batolito de la Costa (1) que intruyen a las rocas volcano-sedimentarias del Grupo Casma (2).

a) PETROGRAFÍA DE ROCAS DEL BATOLITO DE LA COSTA

Estas rocas presentan texturas equigranular y inequigranular (Ca 51, 203, 283, 296, 415). En todas estas rocas se distinguen cristales de plagioclasa, que a veces están zonadas (Ca 415), y otras presentan inclusiones vítreas e inclusiones de anfíbol (Ca 283). Se distinguen dos tipos petrográficos: granodioritas y granitos.

En las granodioritas (Ca 51, 283, 296, 415) se distinguen cristales de biotita de formas hipidiomorfos y xenomorfos que miden hasta 1.5 mm (Ca 51, 283). En algunas muestras las biotitas rellenan los espacios intergranulares (Ca 415). Los óxidos de hierro y titanio tienen menos de 300 μm . También están presentes cristales de anfíbol de forma hipidiomorfos y xenomorfos (Ca 51). Cristales de cuarzo de forma hipidiomorfos y xenomorfos rellenan los espacios intergranulares (Ca 51).

En los granitos (Ca 203) se distinguen cristales de feldespato potásico, anfíbol, biotita y cuarzo. Los cristales de cuarzo son de forma hipidiomorfos y xenomorfos. Algunos cristales de anfíbol están completamente desestabilizados en óxidos. Además se distinguen aglomerados de anfíbol y biotita (Ca 203).

En algunas de las muestras se distinguen frecuentemente cloritas (Ca 203, 296).

3.1.9.2 STOCKS (ROCAS HIPABISALES)

En diversos sectores, entre el contacto del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) y el Batolito de la Costa se distinguen rocas hipabisales holocristalinas de grano fino, que cubren áreas pequeñas, como por ejemplo: en el curso medio del río Oyón (cuadrángulo de Santiago de Chuco), donde se distingue una microdiorita con cristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. También al Noreste de Otuzco, en el sector de Paranday se distingue una microgranodiorita. Estas estructuras parecen corresponder a los últimos eventos de emplazamiento del Batolito de la Costa.

a) PETROGRAFÍA DE STOCKS (ROCAS HIPABISALES)

Macroscópicamente, estas rocas son masivas y presentan un color gris claro (Ca 191, 202, 205, 267, 268, 300, 391, 394, 401, 405, 407, 565, 602, 629). Presentan minerales menores de 3 mm, entre ellos los que más predominan son las plagioclasas (Ca 394, 401, 602, 629), algunas zonadas (Ca 407, 602), y ciertas presentan inclusiones de óxidos, biotita (Ca 407) e inclusiones vítreas. Se distinguen tres tipos petrográficos: microgranitos, microgranodioritas y microdioritas.

En rocas de composición granítica (Ca 191, 202, 205, 300) se distinguen cristales de anfíbol de forma subhedral, algunos completamente desestabilizados en óxidos (Ca 202). Los anfíboles miden entre 200-400 μm . También están presentes los feldespatos potásicos, de formas subhedrales. El cuarzo de forma subhedral y anhedral. Los óxidos de hierro y titanio que miden entre 100-200 μm (Ca 191). La biotita que mide hasta 0.3 mm, y algunas están siendo reemplazadas en óxidos (Ca 191).

En las microgranodioritas (Ca 405, 565) el cuarzo es de forma subhedral y miden hasta 600 μm . Los óxidos miden entre 100-200 μm (Ca 405). La biotita mide hasta 0.8 mm. La biotita y el cuarzo ocupan los espacios intergranulares (Ca 405, 565). En algunas muestras se distinguen cristales de ortopiroxenos de formas subhedrales que miden hasta 600 μm . Además se distingue el feldespato potásico que miden hasta 1.2 mm.

En las microdioritas (Ca 391, 394, 401, 407, 602, 629) se distinguen fenocristales de ortopiroxeno menores de 450 μm (Ca 391, 394, 602), y a veces fenocristales de clinopiroxeno (Ca 394), y biotita miden hasta 0.6 mm (Ca 267, 391, 407). En estas rocas la biotita y los óxidos rellenan los espacios intercristalinos (Ca 202, 205, 405, 407).

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 267, 391, 394), calcita (Ca 268, 391), cloritas (Ca 268, 269, 300, 391, 394), y cuarzo secundario (Ca 391, 394, 401, 602).

3.2 MARCO TECTÓNICO

3.2.1 GENERALIDADES

El substrato sobre el cual se emplazaron los productos del volcanismo cenozoico está constituido principalmente de secuencias sedimentarias del Mesozoico (Jurásico y Cretácico) que corresponde al Grupo Chicama, las Formaciones Oyón, Tinajones, Chimu, Santa, Carhuaz y Huaylas. Estas secuencias están plegadas y afectadas por diversos tipos de fallas producidas durante variadas fases de compresión y levantamiento ligados a la subducción de la corteza oceánica iniciada en el Jurásico (Mégard, 1987).

Se hace una breve reseña de los eventos tectónicos sucedidos desde el Títoniano hasta el Plioceno en el norte peruano (Fig. 3.1).

Durante el Títoniano (150 – 145 Ma) se depositaron afloramientos del Grupo Chicama, seguido del cual se registro una tectónica de tipo extensional (Benavides, 1999). Posteriormente, en el Cretáceo inferior (145 - 136 Ma), se depositó una gran secuencia silicoclástica conformado por el Formación Chimu, relacionado a cuencas subsidentes, seguido de la secuencia carbonatada de la Formación Santa, cuyo tope está marcado por una discordancia, la cual refleja una débil deformación compresiva ocurrida en esa época.

A fines de Cretáceo inferior a superior se produjo la Fase Mochica (95 - 100 Ma) descritas por Myers, (1974); Cobbing et al., (1981), Fig 3.1, que consiste en un evento de régimen compresivo que afectó al centro y norte del Perú, desarrollando una importante discordancia. Después de la ocurrencia de la Fase Mochica (fines del Albiano Medio), empieza un nuevo ciclo de sedimentación seguido de una tectónica extensional (Benavides, 1999).

Posteriormente, según Atherton (1990) desde el Albiano medio hasta el Paleoceno (100 - 55 Ma), se emplazo el Batolito de la Costa.

A fines del Cretáceo superior se produce la Fase Peruana (70 – 89 Ma), la cual genera plegamientos de escala variable, con una inclinación de los ejes hacia el NE reconocida

Este Informe

Quacudo

1975
77

James Wise

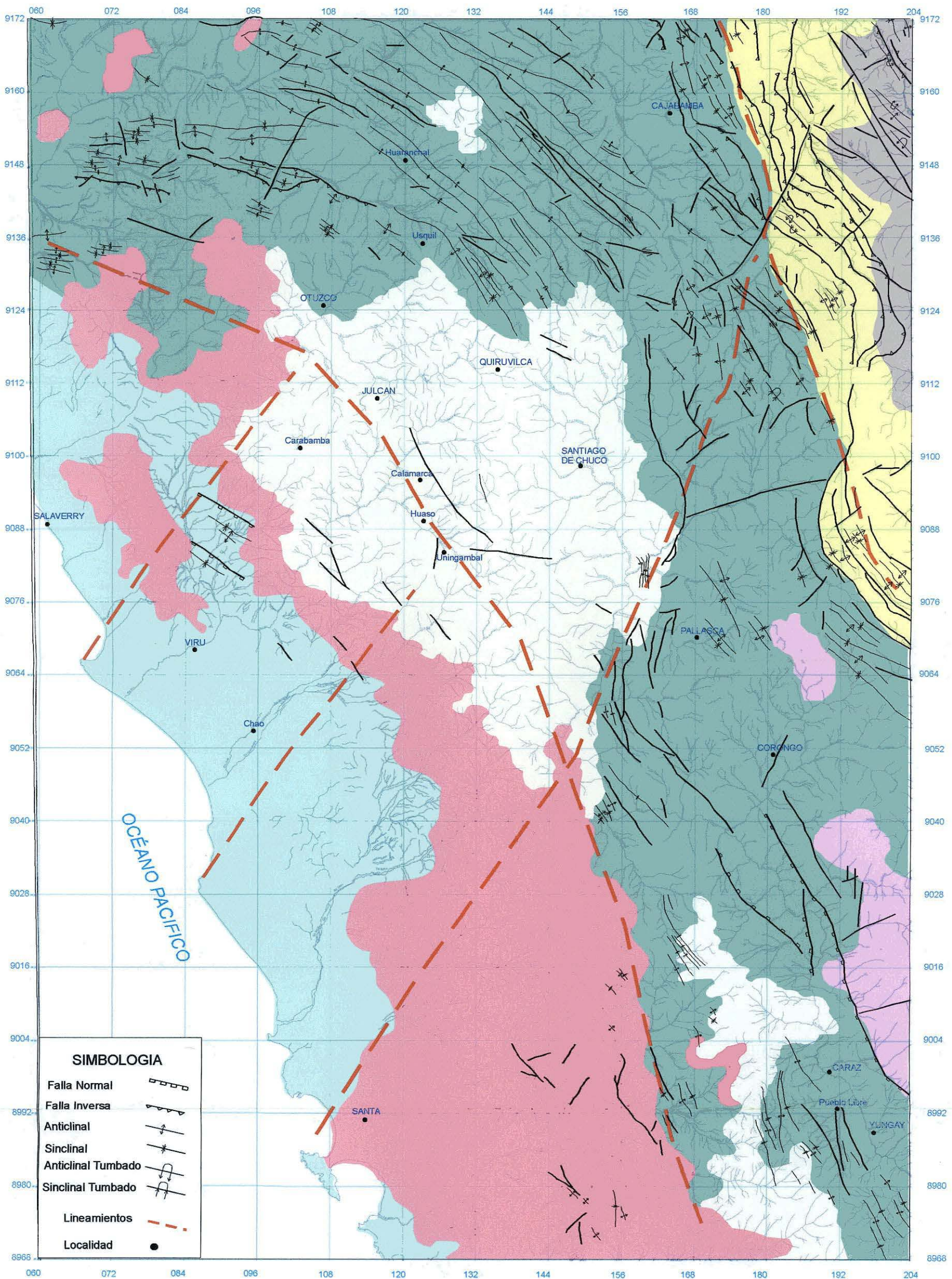
CUADRO RESUMEN DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LOS ANDES CENTRALES DURANTE EL CENOZOICO (NORTE PERUANO) Y SU RELACIÓN CON EL VOLCANISMO

ERA	SISTEMA	SERIE	EDAD Ma	Megard (1984)		Benavides (1999)		Noble (1985); Noble et al., (1999)		Pilger (1984)	Soler (1990)	Cobbing (1981)
				FASES TECTÓNICAS	PROCESOS	FASES TECTÓNICAS	PROCESOS	FASES TECTÓNICAS	PROCESOS			
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	0.0118									
		PLEISTOCENO										
	NEÓGENO	PLIOCENO	1.8									
		MIOCENO		QUECHUA III 6 Ma.	Fallamientos NO-SE	QUECHUA II 8-7 Ma	Batolito de la Cordillera Blanca 12-9 y 6.3-2 Ma	QUECHUA III	Levantamiento Compresión	Dirección de compresión E-NE →	Intrusivos subvolcánicos	Volcánico Calpuy
				QUECHUA II 9.5 - 8.5 Ma.				QUECHUA II 8.2 Ma				
	QUECHUA I 20 - 12 Ma.	Compresión	QUECHUA I 17 Ma INCAICA IV 22 Ma	Compresión	QUECHUA I INCAICA IV 22 Ma	Compresión						
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	23									
		EOCENO										
					30 Ma	Acortamiento de los Andes Perú Bolivia Plegamiento						
					INCAICA		INCAICA III 30 - 27 Ma	Discordancia Compresión	INCAICA III 28 Ma			
	58 Ma	INCAICA II 43 - 42 Ma	Extensional Discordancia	INCAICA II 44.2 Ma INCAICA I 54.8 Ma								
PALEOCENO	55.8											
MESOZOICO	CRETÁCEO	SUPERIOR	66.5									
			80	PERUANA 83 - 85 Ma.	Compresión y levantamiento Deformación Plegamiento NO-SE	PERUANA	Discordancia	PERUANA				
	INFERIOR	99.6	MOCHICA 100 - 95 Ma	Compresión								

17 Quechua I

FIGURA 3.1

DOMINIOS ESTRUCTURALES DEL NORESTE DEL PERU



SIMBOLOGIA

Falla Normal	
Falla Inversa	
Anticlinal	
Sinclinal	
Anticlinal Tumbado	
Sinclinal Tumbado	
Lineamientos	
Localidad	

LEYENDA

DOMINIO DE LA COSTA

Batolito de la Costa	
Zona de Pliegues	

DOMINIO OCCIDENTAL

Arco Volcánico Calipuy	
Faja Plegada	
Bloque Cordillera Blanca	

DOMINIO ORIENTAL

Zona Imbricada	
Bloque del Marañón	

FIGURA 3.3

MAPA ESTRUCTURAL DEL NOROESTE DEL PERU

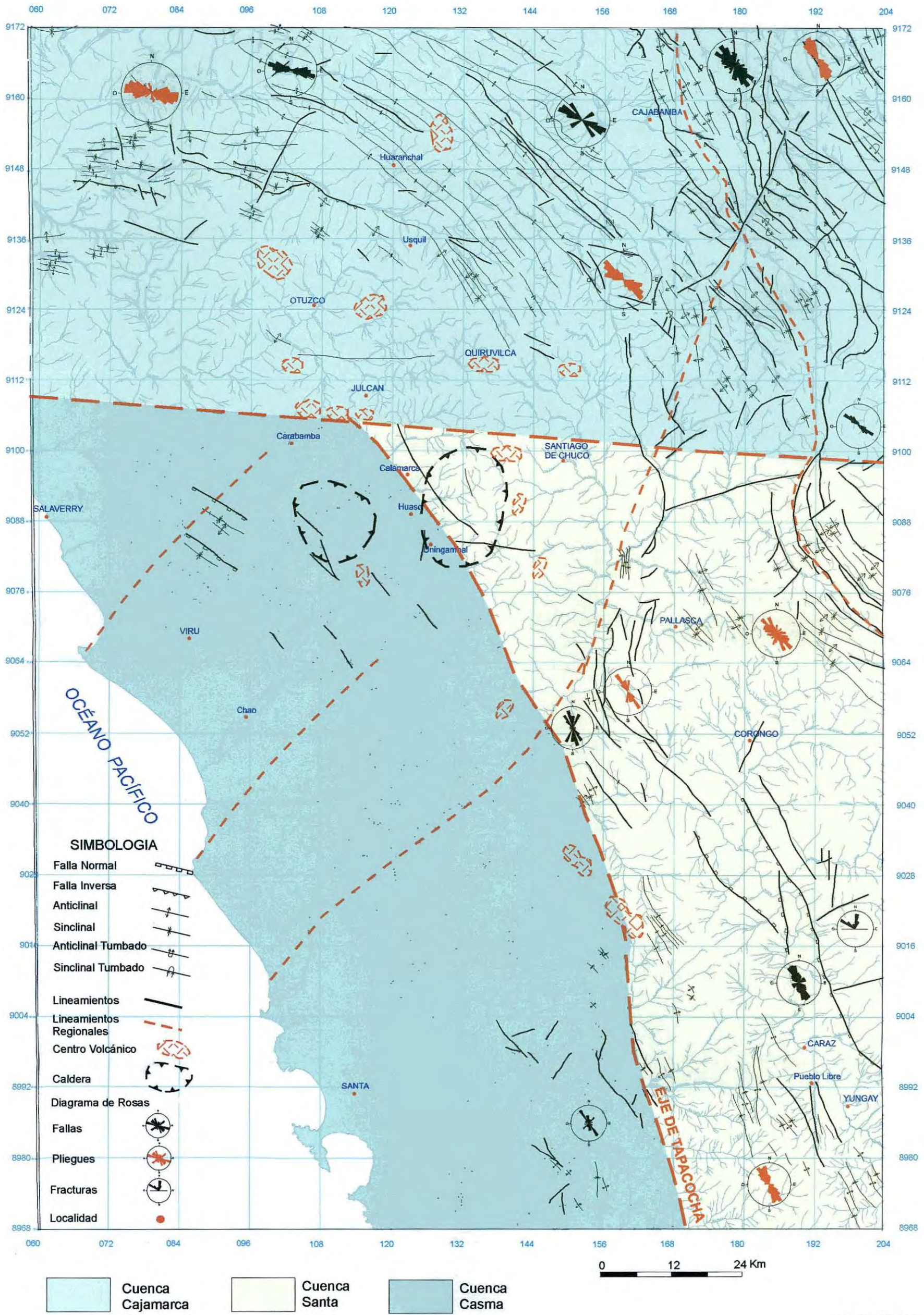


FIGURA 3.2

Referencia: Wilson 2000

Entre el Eoceno superior y Mioceno terminal (32-12 Ma), se emplazaron stocks y lacolitos porfíricos de composición andesítica y dacítica, facilitada por la existencia de importantes fallas (Pitcher, 1985). Entre los 12 y 5 Ma, se emplazaron las rocas intrusivas de composición granodiorítica y leucogranodiorítica del Batolito de la Cordillera Blanca (Beckinsale et al., 1985).

En la actualidad, la dirección de convergencia de la Placa de Nazca debajo el continente sudamericano es N80°E y tiene una velocidad media de 5-6 cm/año, sin variación significativa a lo largo de toda la cadena andina (Sébrier & Soler, 1991). Actualmente, en el Perú, coexisten dos tipos de subducción: una subducción normal de la Placa de Nazca, con un ángulo de inclinación comprendida entre 25 y 30°, en el sur (15°-27° Sur), producto el cual se genera un arco volcánico plio-cuaternario (Barazangi & Isacks, 1976). Mientras que una subducción subhorizontal, con un ángulo de inclinación del orden de 10° en el centro y norte del Perú (2°-15° Sur).

3.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área de estudio se distinguen estructuras regionales: fracturas, fallas y lineamientos importantes, cuyo sistema principal de rumbo es NO-SE (Andino) (Fig. 3.2), así como plegamientos, etc. Asimismo se distinguen estructuras intersectadas por otros sistemas subsidiarios de rumbo NE-SO, E-O y N-S. Mientras que al Norte del área de estudio, las estructuras, cambian de dirección NO-SE a E-O, afectados por la deflexión de Cajamarca.

3.2.2.1 ESTRUCTURAS PRE - VOLCANISMO CENOZOICO

Durante los trabajos de campo se realizó el cartografiado y mediciones de rumbos y buzamientos de fallas, fracturas, ejes de pliegues, etc. Posteriormente, con ayuda de imágenes satelitales y fotografías aéreas se hizo una interpretación estructural del área y se elaboró el Mapa Estructural, a escala 1:250,000. En este mapa se han diferenciado diversas unidades estructurales presentes en el área de estudio:

- **Pliegues asimétricos.** Corresponden a pliegues cuyo plano del eje axial no es vertical y el buzamiento de uno de sus flancos es mayor que el otro. Este tipo de estructuras se encuentran principalmente en el sector Este del área de estudio, distribuidas en forma de una franja que va desde el Cañón del Pato, Pallasca, Mollepata, hasta Angasmarca. Mientras que al Oeste son distinguidos en el sector de Machacala (hoja de Salaverry). Estas estructuras son evidentes en afloramientos del Grupo Chicama. Se caracterizan por tener tamaños que varían desde algunos centímetros hasta algunos cientos de metros. Están asociados a fallas normales e inversas, como las observadas en afloramientos del Grupo Chicama (Foto 3.13), donde se distingue un sistema de fallas con una marcada variación tanto en rumbo como en buzamiento en distancias relativamente cortas.



Foto 3.13. Vista en detalle del sistema de plegamientos y fallamientos centimétricos en afloramientos del Grupo Chicama, ubicado en el curso medio del río Tablachaca.

Por otro lado, la Formación Chimú por su alta competencia (areniscas cuarzosas), presenta pliegues continuos (Foto 3.14) y de escala kilométrica, por lo general los rumbos de las capas se mantienen constantes a lo largo de tramos largos, no sucediendo así donde existen afloramientos con estratificación delgada. En algunos sectores está afectado por fracturas transversales. En el sector de Angasmarca, se distingue también fallas de bajo ángulo, y con fuerte fracturamiento.



Foto 3.14. Vista de la Formación Chimu, formando un anticlinal con pliegues asimétricos, con rumbo de los ejes de 30° a 35° al N0-SE. Afloramiento ubicado en la desembocadura del río Huaranchal al río Grande (Hoja de Cajabamba).

- **Pliegues simétricos.** Se caracterizan por tener el plano del eje axial vertical, y flancos con igual buzamiento. Estos pliegues son de grandes dimensiones, en algunos casos alcanzan centenas de metros. Estos pliegues corresponden en su mayoría a anticlinales. Son visibles en los afloramientos de la Formación Oyón, Formación Chimú, Santa, Carhuaz y poco frecuentes en afloramientos del Grupo Chicama. Estos últimos presentan pliegues de dimensiones locales, y en algunos casos son apretados.

Pliegues simétricos son visibles al norte en la hoja de Cajabamba, donde están más desarrolladas, tanto longitudinal, como transversal. Los plegamientos por lo general tiene vergencia al NE, cuyas dimensiones alcanzan hasta varios kilómetros.

Al Oeste de Caraz la Formación Oyón también es parte de un gran pliegue simétrico y núcleo del anticlinorium, cuyo eje principal tiene una dirección NO-SE.

- **Pliegues tumbados.** Se caracterizan por que uno de los flancos descansa sobre el otro, además porque el ángulo formado por el plano axial y la horizontal es menor de 45° . Estos tipos de estructuras son visibles en afloramientos de las formaciones Santa y Carhuaz (Foto 3.15), localizados en Pallasca, La Galgada, Angasmarca (parte central del área de estudio), donde sus flancos presentan buzamientos que varían de 45° a subhorizontales. Estas estructuras han sido afectadas por fallas normales, fallas transversales y por sobrescurrimientos longitudinales, paralelos a los ejes de los pliegues.

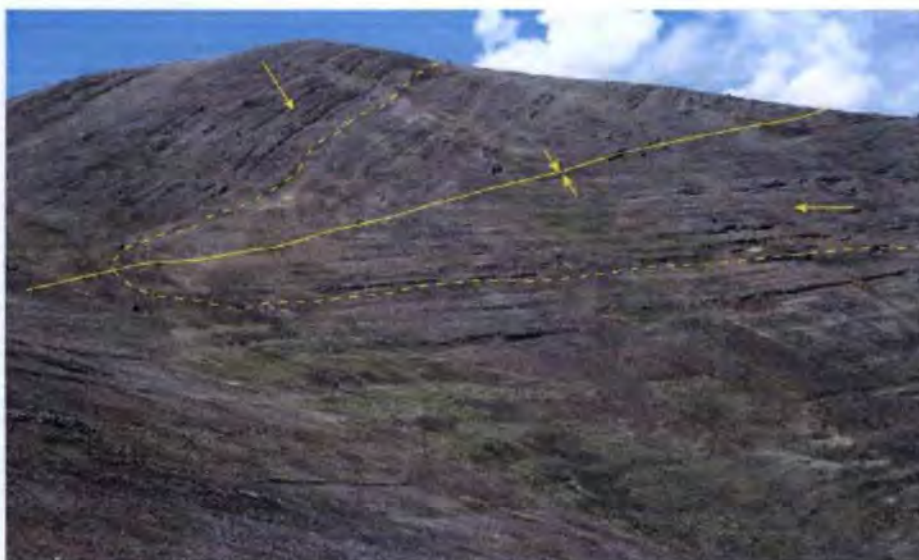


Foto 3.15. Vista de la Formación Carhuaz, plegada, formando sinclinales y anticlinales tumbados de dimensiones kilométricas, con rumbo de los ejes de 10° a 15° al NE-SO. Ubicado: Cerro Aljuerocoto, abra Caraz-Pamparomas.

- **Pliegues Apretados.** Estructuras generadas por un mayor grado de esfuerzo, cuyo ángulo de inclinación de los flancos es menor de 45° , con respecto al eje del plano axial.

Corresponden en su mayoría a pliegues tumbados y asimétricos. Estos tipos de estructuras se encuentran principalmente en el sector Este del área de estudio, distribuidas en forma de franja que va desde el Cañon del Pato, Pallasca, Mollepata hasta Angasmarca, alcanzando tamaños que varían de cientos de metros y la vergencia de los pliegues es principalmente al Noreste. Además, son visibles al Oeste de Machacala (Cuadrángulo de Salaverry), y al Oeste de Otuzco.

- **Pliegues Abiertos.** Estructuras cuyo proceso de deformación ha sido menos intensa. Sus flancos presentan bajo ángulo de inclinación. **Corresponden** en la mayoría de los casos a pliegues simétricos. Se les encuentra en la zona norte del área, en los sectores de Canibamba, Moncada, carretera Quiruvilca-Cajabamba (Cuadrángulo de Cajabamba). Se caracterizan por ser pliegues amplios, que varían de cientos de metros a pocos kilómetros, cuyos ejes tienen principalmente una orientación de 20° a 60° al NO-SE y un buzamiento de 10 a 25°.

- **Pliegues Armónicos:** Son pliegues cuyos estratos o capas son paralelos entre sí. Son frecuentes en afloramientos de la Formación Chimu, Santa, Carhuaz visibles en la Cordillera Negra (carretera Santa Ana – Caraz).

- **Homoclinales.** Se caracterizan por que sus flancos muestran suave pendiente con ángulos que varían entre 15 a 30°, con dimensiones de centenas de metros de longitud. Este tipo de estructuras son localizadas en tres sectores: al Oeste del poblado de Huaylas, en el curso medio del río Tablachaca y al Noreste de Otuzco. Ocurren en areniscas y conglomerados de las formaciones Huaylas, Santa y Carhuaz.

- **Fallas.** En el área se distinguen principalmente fallas normales e inversas, que afectan a rocas del Grupo Chicama, Grupo Goyllarisquizga, Formaciones Oyón y Tinajones, **cuya dirección principal es NO-SE (Andina)** (Fig. 3.2). Estas estructuras son **intersectadas por otros sistemas subsidiarios de rumbo NE-SO, E-O y N-S.** Al Norte del área de estudio, en la deflexión de Cajamarca, estas estructuras cambian de dirección NO-SE a E-O.

En algunas zonas plegadas se distinguen **fallas inversas de dirección NE-SO** que afectan rocas del Grupo Chicama, y Grupo Goyllarisquizga, ligadas a esfuerzos compresivos. Este tipo de fallas son visibles al noreste de Huamachuco, Cajabamba, a lo largo del valle del río Chicama (Fig 3.2), Angasmarca, Pallasca y otros.

3.2.2.2 ESTRUCTURAS POST VOLCANISMO CENOZOICO

Se encuentran en la parte central del área de estudio. Estas estructuras fueron afectadas por las fases tectónicas sucedidas desde Eoceno al Plioceno. En el área se distinguen cuatro tipos de estructuras:

- **Pliegues Tumbados.** Ocurren principalmente en afloramientos de la secuencia volcánica Tablachaca, localizada a lo largo del río Tablachaca. Estas estructuras son

interferencia

discontinuas, asimétricas, cuyos ejes tienen de moderadas a fuertes pendientes (Foto 3.16). El tamaño de estos pliegues puede alcanzar desde cientos de metros a pocos kilómetros. La dirección predominante de sus ejes varía de N-S a 40°-45° al NO-SE, la cual tiene una vergencia al NE. Asimismo, están afectados por pequeñas fallas normales de dirección NO-SE.



Foto 3.16. Vista de la secuencia Tablachaca en la margen derecha del río Tablachaca, desembocadura del río Sacaycacha (Suroeste de Pallasca) donde presenta pliegues tumbados cuyo eje tiene una dirección de 40°-45° al Noroeste.

- **Pliegues apretados.** Corresponden en su mayoría a pliegues tumbados y asimétricos. Son evidentes en la secuencia volcano-sedimentaria Tablachaca, localizados en el río Sacaycacha, donde alcanzan dimensiones que varían de algunos metros a cientos de metros y la vergencia de los pliegues es al Este y Noreste.
- **Pliegues abiertos.** Corresponden en la mayoría de los casos a pliegues simétricos. Se les encuentra en gran parte del área, principalmente afecta secuencias volcánicas del Eoceno - Oligoceno. Se caracterizan porque sus flancos presentan suaves a moderadas pendientes. Son amplios que varían de cientos de metros a kilómetros, cuyos ejes tienen principalmente una orientación de 15 a 20° al NO-SE y con un buzamiento de 10 a 25° de sus flancos.
- **Fallas.** En ciertos sectores del área de estudio se distinguen fallas normales como en la secuencia Paccha-Urumalqui (margen derecha del río Pachachaca), donde los desplazamientos son de pequeña a mediana magnitud, que varía de 40 - 50 cm a 10-15 m, asociados probablemente a una fase distensiva (Foto 3.17).



Foto 3.17. Vista de detalle de una falla normal en la limolitas, lomoarcilitas y depósitos de flujos de cenizas de la secuencia volcánica Paccha-Uromalqui, con desplazamiento de 40 cm. Ubicación: Cerro Macus, al Sur de Julcan. ?

- **Horst (Batolito de la Cordillera Blanca).** Esta estructura es visible a lo largo de las localidades de Pallasca, Caraz y Carhuaz, y se prolongan hacia el sur de Huaraz. Se caracteriza por ser masivo, y resaltar morfoestructuralmente respecto a otras unidades sedimentarias del mesozoico y afloramientos de rocas volcánicas. Está asociado a fallas normales de alto ángulo, cuya dirección principal es 20° a 30° al NO y otras fallas menores de dirección 15° a 40° al NE. Además, presenta un intenso fracturamiento, cuyas familias principales tienen dirección N 20° E y N 40° O.

3.2.3 DOMINIOS ESTRUCTURALES

En el área de estudio se distinguen estructuras como fallas, pliegues, etc. que afectan tanto a las secuencias sedimentarias del Mesozoico como a las rocas volcánicas del Paleógeno - Neógeno, ligados a diferentes etapas de deformación. En base a que las distintas morfoestructuras presentan determinados sistemas de fallamientos y/o plegamientos, de Oeste a Este, en el área de estudio se han diferenciado tres dominios estructurales (Fig. 3.3):

3.2.3.1 Dominio de la Costa, se extiende desde la línea de costa hasta el piedemonte de la Cordillera Occidental, donde se han diferenciado dos sub unidades:

- **Zona de Pliegues.** Comprende el flanco occidental de la Cordillera de los Andes, constituida principalmente por series volcano-sedimentarias (Grupo Casma) y

sedimentarias (Grupo Chicama, Formación Tinajones), que fueron afectados por una fase tectónica ocurrida durante el Albiano, sobre impuesto a un fallamiento en bloques cuya dirección varía de NO-SE (Torres & Enriquez, 1997). En las series volcano-sedimentarias se distinguen pliegues amplios que forman sinclinales, anticlinales, así como pliegues isoclinales estrechos en fajas angostas. Estos pliegues tienen planos axiales verticales a subverticales, con ejes subhorizontales, de dirección andina (Myres, 1980). También se evidencian a lo largo de toda esta zona fallas normales con la misma orientación NO-SE que afectan principalmente rocas del Grupo Casma.

- **Batolito de la Costa.** Corresponde a un conjunto de cuerpos ígneos félsicos adyacentes y superpuestos que en total alcanzan a medir varias decenas de kilómetros de longitud. En la zona de estudio, estas rocas afloran desde Chimbote hasta en Norte de Otuzco. Esta unidad se caracteriza por presentar un sistema principal de fracturamiento N20°-40°E, y otro sistema de dirección N 15°O. Estos cuerpos están cortando a las secuencias del Mesozoico, que fueron afectadas por plegamientos ocurridos durante el Albiano correspondiente a la Fase Mochica (Benavides, 1999).

3.2.3.2 Dominio Cordillerano. Se extiende desde la vertiente pacífica de la Cordillera Occidental hasta su vertiente oriental. En esta zona las secuencias sedimentarias del Mesozoico están afectadas por una deformación muy intensa, que incluso afectó el volcanismo cenozoico y al Batolito de la Cordillera Blanca. Dentro de este dominio de Oeste a Este se pueden diferenciar tres sub-unidades:

- **Arco Volcánico Cenozoico.** Corresponde a una franja longitudinal de dirección SE-NO constituida de rocas volcánicas, que cubre en discordancia a la secuencia sedimentaria del Mesozoico. Las características estructurales de estas rocas nos permiten diferenciar hasta cuatro eventos de deformación: la primera es mejor visualizada en la secuencia volcano-sedimentaria Tablachaca, afectados por plegamientos cuya dirección de los ejes varía de N-S a N40°O. Esta fase de deformación estaría ligada a una tectónica compresiva, probablemente ocurrida en el Eoceno superior.

Limita en discordancia angular el segundo evento caracterizado por presentar secuencias con moderada deformación, algunos con pliegues incipientes y afectadas por fracturamiento. Estas secuencias están conformada por flujos piroclásticos y niveles sedimentarios (limonitas, limoarcillitas) entre las que se encuentran las secuencias Pucacoto, cuyas capas buzcan 15° NE; Jatuncunca, cuyas capas que buzcan entre 25-30° al Noroeste; Sogopegan cuyas capas buzcan entre 25° - 35° al E; Huaraday, Pajillas, entre otras secuencias. Este evento de deformación es de tipo compresiva probablemente ocurrió en el Oligoceno inferior.

El tercer evento se caracteriza por presentar secuencias principalmente de flujos piroclásticos poco deformados con buzamientos pronunciados, y sistemas de fracturas. Entre las secuencias se encuentran productos generados por los volcanes Totorá, Alto Dorado, Cururupa, Urpillao-Rushos y la caldera Calamarca. Cubriendo a estos depósitos

en el sur y norte del Perú a lo largo del flanco de la Cordillera Occidental (Jaillard, 1992; Megard, 1978). Además crea zonas de debilidad (fracturas, fallas, etc.) por donde posteriormente se emplazan productos del volcanismo cenozoico, representado en el norte peruano por el Grupo Calipuy y sus equivalentes al centro del Perú denominado como Grupo Rimac, y al sur como Grupo Tacaza y Toquepala.

Desde fines de la **Fase Peruana (84-70 Ma)**, hasta el evento compresivo de la **Fase Inca I (59-55 Ma)**, se desarrolló el levantamiento y erosión de la Cordillera Occidental de los Andes resultando una importante discordancia (Benavides, 1999). La **Fase Inca I**, corresponde a un evento compresivo principal que generó plegamientos y fallamientos en la Cordillera (Noble, 1985). En este periodo el arco volcánico presentó actividad dada por el volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy- Llama).

Posteriormente, en el Eoceno medio ocurre la **Fase Inca II (43 - 42 Ma)** la cual corresponde a un nuevo episodio compresivo, que generó plegamientos, levantamiento, y fallamientos en la cordillera, y una gran discordancia, incluso generó pliegues en afloramientos del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy).

Después de la Fase Inca II, se inicia un nuevo ciclo principalmente de levantamiento que ocurre dentro de una tectónica extensional, asociada a una actividad magmática que se extiende de 42 a 23 Ma, incluyendo la interrupción de la **Fase Inca III (30 - 27 Ma)** que genera plegamientos débiles y flexuras de gran amplitud, asociados a fallas inversas. En este periodo desde el Eoceno superior al Mioceno inferior el arco magmático a lo largo de la Cordillera Occidental emplazó secuencias volcánicas (Benavides, 1999).

Durante el Mioceno inferior se inicia la **Fase Inca IV (22 Ma)**, que genera una discordancia, esto se manifiesta, por ejemplo en la discordancia del volcanismo Tacaza inferior con el superior, en los altos de Camilaca. Después de la Fase Inca IV, se reinicia la actividad volcánica desde el Mioceno inferior al superior que cubre gran parte de la Cordillera Occidental.

En el Mioceno medio se inicia la **Fase Quechua I (17 Ma)** dentro de un contexto **compresivo**, manifestado al Oeste del territorio (Steiman 1929; Megard 1985). Seguido de un periodo de erosión, que a su vez generó una superficie Puna. Durante el Mioceno medio y superior la cordillera es afectada por un intenso levantamiento, asociada a fallas normales, acompañada por una intensa actividad volcánica y emplazamiento de cuerpos intrusivos.

En el Mioceno superior se registra la **Fase Quechua II (8 - 7 Ma)**, ocurrido dentro de un **régimen compresional**, durante el cual las secuencias fueron afectadas por pliegues y fallas. Estas son mejor distinguidas en el sur peruano donde existe una discordancia (Benavides 1999). En **esta fase la faja subandina fue afectada** con mayor intensidad, formándose una faja plegada y corrida.

se encuentran los productos de los volcanes Quesquenda, Totorá y Urumalqui que forman capas subhorizontales, cuyas dataciones radiométricas argumentan que se emplazaron durante el Mioceno.

- **Faja Plegada.** Es la unidad que predomina dentro del área de estudio. Corresponde a las series mesozoicas plegadas que rellenaron las cuencas de Cajamarca y Santa, del Jurásico superior (Grupo Chicama), Cretácico (Grupo Goyllarisquizga, formaciones Inca, Chulec, Pariatambo), así como la Formación Huaylas.

Las secuencias presentan pliegues abiertos y estrechos, asociados a zonas de fallamiento inverso, sobreescurrecimientos, que se desarrollaron principalmente a fines del Eoceno, es decir durante la Fase Inca y Fase Quechua (Mioceno). Los pliegues alcanzan aproximadamente 20 km de largo y se ha logrado medir 3 a 4 km de ancho con una dirección andina NO-SE. En muchos casos los pliegues son concéntricos principalmente en las areniscas de la Formación Chimú por su naturaleza competente y rígida.

Al Norte del área, esta faja está controlada por la deflexión de Cajamarca en donde la orientación de los ejes de los pliegues cambia de dirección E-O, asociado aun sistema de fallamientos de dirección NE-SO, opuesto a la dirección andina.

- **Bloque Cordillera Blanca.** Bloque de forma alargado, constituido por rocas plutónicas de composición granodiorítica de 200 km de largo y de 25 a 30 km de ancho, que se extiende desde Corongo hasta la Laguna Conococha. En el contacto de este bloque con la depresión del valle del río Santa se distingue un importante sistema de fallas normales con una dirección aproximada de N30°O, cuyo buzamiento del plano de falla es de 40 a 45° hacia el Suroeste (Foto 3.18). La falla principal de la Cordillera Blanca se extiende desde Corongo hasta Chiquian, 250 km aproximadamente, y su actividad actual es evidenciada por el desplazamiento vertical de unidades del Pleistoceno y Holoceno. También se distingue otro sistema de fallas transversales a la primera de menor intensidad. Este bloque alcanza una altura máxima de 6000 msnm cuyas crestas constituyen la divisoria de agua del Pacífico al del Atlántico.



Foto 3.18. Vista de la falla normal de la Cordillera Blanca, de rumbo N-S, donde se pone en evidencia que las rocas intrusivas granodioríticas (1), ascienden con respecto a la Formación Yungay (2). Ubicación: Poblado de Santa Cruz, al Noreste de Caraz

3.2.3.3 Dominio Oriental

Corresponde a un sector de la Cordillera Oriental, expuesta al Noreste del área de estudio y se divide en dos sub unidades:

- **Zona Imbricada.** Abarca la parte nororiental del área de estudio (cuadrángulo de Cajabamba y Pallasca) y se prolonga hacia los cuadrángulos de Bolivar, Patatz y Pallasca, donde las estructuras (fallas, fracturas y pliegues) se extienden longitudinalmente con una dirección NO-SE, y afectan secuencias sedimentarias principalmente del Mesozoico (Grupo Goyllarisquizga) depositados en el limite oriental.

La zona imbricada se caracteriza por presentar pliegues, cabalgamientos y sistemas de fallas inversas, paralelas a sub paralelas, con un rumbo predominante de NO-SE, y buzamientos que varían de 60° a 80° al SO. En esta zona los pliegues están disturbados (ruptura del pliegues) y son apretados, en muchos casos presentan superposición de la secuencias antiguas con respecto a los mas jóvenes, indicándonos un esfuerzo compresivo.

El límite de esta zona esta bien definida, donde existe una yuxtaposición de las facies, y la secuencia con poca deformación.

- **Bloque del Marañón.** Unidad que se localiza en el extremo Noreste del área de estudio, comprendida dentro de los cuadrángulos de Bolivar, Patatz y Pallasca. En este dominio ocurrieron movimientos en bloques a lo largo de importantes fallas verticales a subverticales y longitudinales, con un rumbo aproximado de NO-SE. El fallamiento principal se localiza a lo largo del valle del río Marañón, donde se ponen en evidencia las secuencias sedimentarias del Jurásico - Mesozoico de 1000 a 2000 m de espesor,

en contacto fallado y/o discordante con respecto a las rocas del Paleozoico y Neoproterozoico (complejo del Marañón). Es necesario mencionar que el límite con la zona plegada del Oeste está marcado por una tectónica compresiva ligada a la fase Inca, mientras que el límite NE del bloque del Marañón pasa gradacionalmente a la cuenca Oriental.

Capítulo IV

ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCANISMO CENOZOICO (GRUPO CALIPUY)

La estratigrafía presentada se basa en el estudio geológico y volcanológico efectuado desde el año 2003. Esta estratigrafía ha sido objeto de varias modificaciones a raíz de la obtención de nuevos datos brindados por las correlaciones estratigráficas y dataciones radiométricas Ar/Ar y K/Ar.

En el año 2004, ocho dataciones radiométricas Ar/Ar fueron realizadas en el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN), Tabla 1. También en este año catorce dataciones K/Ar fueron realizadas por D. Rolin, (2005) en el Centro de Pesquisas Geocronológicas - Instituto de Geociências de la Universidad Sao Paulo (Brasil), Tabla 2. Posteriormente, el año 2005 cinco dataciones radiométricas Ar/Ar fueron realizadas en el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN), Tabla 3. Los resultados de las dataciones son presentados en las Tablas 1, 2 y 3.

El estudio estratigráfico y las dataciones radiométricas (Ar/Ar, K/Ar) efectuadas muestran que desde el Eoceno al Mioceno inferior ocurrieron numerosos episodios efusivos y explosivos, que originaron el emplazamiento de flujos de lavas y depósitos piroclásticos, con la consecuente edificación de centros volcánicos. Según los datos geocronológicos obtenidos, se puede afirmar que el emplazamiento del volcanismo cenozoico en el área de estudio ocurrió en un lapso de tiempo de aproximadamente 15 a 25 Ma.

En el área de estudio se han identificado los siguientes centros volcánicos, localizados de Sur a Norte: Ultu Cruz - Ticas, Macón, Matala, San Pedro, Alto Dorado, Cururupa, Salpo, Paccha-Uromalqui, Totorá, Quiruvilca, Quesquenda, Payhual-Caupar, Upillao-Rushos y Piedra Grande. Así como dos calderas: Calamarca y Carabamba. Además se han cartografiado varias secuencias volcánicas estratificadas que contienen niveles de lavas, piroclastos y/o sedimentos lacustres, de las que no ha sido posible identificar su centro de emisión, debido a que estos fueron posiblemente erosionados y/o cubiertos por secuencias volcánicas posteriores. A estos afloramientos los denominamos como secuencias volcánicas, cuya nominación está de acuerdo al lugar donde afloran. Entre ellas distinguimos a las secuencias: Huaripampa, Jatuncunca, Sogopegan, Tablachaca, Pucacoto, Huaraday, Pajillas, Monyugo, San José, Angasmarca, Paruque, Pachachaca, Bellavista y Santa Rosa.

El emplazamiento de los centros volcánicos y secuencias volcánicas puede ser agrupado en cuatro etapas, las cuales se hallan separadas por ligeras discordancias ligadas a posiblemente a periodos de deformación. La primera etapa se produjo durante

Tabla 1. Datos de las muestras datadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN)

Código Muestra	Norte	Este	Litología	Localidad	Unidad	Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ calculada	Mineral datado	Observaciones
CA117	9086986	804404	Lava	Suyarida	CV° Cururupa	23.47 ± 0.4	Anfibol	El intercepto $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la isócrona indica la presencia de un componente con exceso de Ar, por lo cual se reporto la edad de isócrona en lugar de edad de plateau.
CA159	9112648	799122	Lava	C° Negro	CV° Quiruvilca	19.8 ± 0.8	Plagioclasa	El intercepto $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la isócrona indica la presencia de un componente con exceso de Ar, por lo cual se reporto la edad de isócrona en lugar de edad de plateau.
CA170	9088186	820586	Subvolcánico	Pasachique	Subvolcánico	35.2 ± 0.4	Biotita	
CA267	9102686	825589	Subvolcánico	Huacascorral	Subvolcánico	13.7 ± 0.2	Biotita	
CA428	9107226	766458	Subvolcánico	C° Quinga	Subvolcánico Quinga	27.0 ± 0.4	Anfibol	Todas las edades son concordantes. La muestra no presenta exceso de Ar.
CA451	9101919	810145	Lava	Qda. Chivatos	CV° Totorá	18.7 ± 0.4	Plagioclasa	Las edades de plateau e isócrona son concordantes. La muestra no presenta exceso de Ar.
CA469	9118082	816582	flujo piroclástico (pómez)	Qda. del Agua	CV° Quesquenda	19.5 ± 0.5	Plagioclasa	

Referencia: Rivera et al., 2005

Tabla 2. Dataciones K/Ar por D. Rolin, 2005 realizado en el CPGeo - Centro de Pesquisas Geocronológicas - Instituto de Geociências - Univ. Sao Paulo, Brasil

N Muestra	Unidad	Norte	Este	Localidad	Material Analizado	Roca	% de K	Error de K (%)	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g (*10 ⁻⁶)	Ar ⁴⁰ Atm (%)	Tmax (Ma)	Edad (Ma)	Error Max (Ma)
CA-431	C° Paccha Uromalqui	9102936	780925	C° Agujereado	Roca Total	Flujo piroclástico	1.0977	1.9084	0.70	76.12	17.6	16.3	1.3
CA-432	C° Paccha Uromalqui	9104206	782794	Galilea	Roca Total	Lava Andesítica	1.4004	0.5000	0.91	64.85	17.9	16.7	1.2
CA-451	CV° Totorá	9101919	810145	Qda. Chivatos	Matriz	Lava Andesítica	1.3537	0.8691	0.95	37.06	18.6	18.0	0.6
CA-513	C° Paccha Uromalqui	9110960	766405	C° Chulite	Matriz	Lava Andesítica	0.4768	0.5000	0.45	83.36	26.0	24.0	2.0
CA-520	C° Paccha Uromalqui	9100980	776406	Candual Bajo	Matriz	Lava Andesítica	1.0026	0.5897	0.69	70.01	19.2	17.8	1.4
CA-521	C° Paccha Uromalqui	9100506	778361	Candual Bajo	Roca Total	Lava Andesítica	0.6276	0.9135	0.46	72.11	20.1	18.7	1.5
CA-605	C° Paccha Uromalqui	9106824	779586	C° Uromalqui	Roca Total	Lava Andesítica	1.1691	0.8053	0.76	75.88	18.3	16.7	1.6
CA-610	C° Paccha Uromalqui	9104767	763864	C° Pan de Azúcar	Roca Total	Lava Andesítica	0.8619	0.6307	1.02	44.72	31.4	30.2	1.2
CA-613	Stock	9057660	809037	Rio Tablachaca	Roca Total	Subvolcánico	2.7734	0.5000	2.29	31.96	21.8	21.1	0.7
CA-635	CV° Alto Dorado	9087843	807452	Pampa Los Arrieros	Roca Total	lava andesítico	1.3109	0.5652	1.04	49.80	21.3	20.4	1.0
CA-637	CV° Alto Dorado	9085039	806781	C° Valeriana	Roca Total	lava andesítico	1.5915	0.7895	1.15	48.16	19.3	18.5	0.8
CA-639	CV° Totorá	9098880	800825	Sector Coipin	Roca Total	Lava andesítico	1.4822	0.5000	1.19	55.81	21.5	20.6	1.0
CA-645	Stock	9109908	764320	C° Yaqamasha	Roca Total	Subvolcánico	2.1813	0.9857	2.33	35.13	28.2	27.3	0.9

Referencias: Rolim (2005)

Tabla 3. Datos de las muestras datadas por el método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN)

Código Muestra	Norte	Este	Litología	Localidad	Unidad	Edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ calculada	Mineral datado	Observaciones
CA667	9103618	775301	Flujo piroclástico de bloques y ceniza	San Agustín	CV° Paccha	34.1 ± 0.6 Ma	Anfibol	Todos los resultados son concordantes. Se utilizó la edad de plateau. El gas liberado se homogenizó debido a la deslaminación de la biotita durante su calentamiento, con resultado de una isócrona mal definida.
CA714	9015494	817896	Lava	Ulto Cruz	CV° Ulto Cruz	27.6 Ma	Plagioclasa	Se construyó un gráfico de edad aparente contra la razón Cl/K , observándose una buena correlación entre los dos variables. Si se asume que todo el exceso de Ar se asocia al cloro, el intercepto en el eje y de este gráfico sería equivalente a la edad de la plagioclasa. Cuando se incluye el paso A (con más alto Cl/K) el intercepto es de 27,6 Ma.
CA722	9049675	829341	Roca intrusiva granodiorita	Pallaquish	Batolito de la Cordillera Blanca	10.7 ± 0.2 Ma	Biotita	El intercepto $40/36$ de la isócrona es concordante con la razón atmosférica de 295.5. Se utilizó la edad de plateau.
CA743	9025678	813071	Roca intrusiva granodiorita	Chachas	Batolito Costa	38.7 ± 1.0 Ma	Anfibol	Se utilizó la edad plateau
CA778	9032279	807061	Lava	C° Piñapampa	CV° Macón	24.9 ± 0.5 Ma	Roca total	El intercepto $40/36$ de la isócrona es concordante con la razón atmosférica de 295.5. Se utilizó la edad de plateau.

el Eoceno, la segunda en el Oligoceno, la tercera en el Oligoceno superior – Mioceno inferior y la cuarta durante el Mioceno inferior.

ETAPA 1: EOCENO

4.1 SECUENCIA TABLACHACA

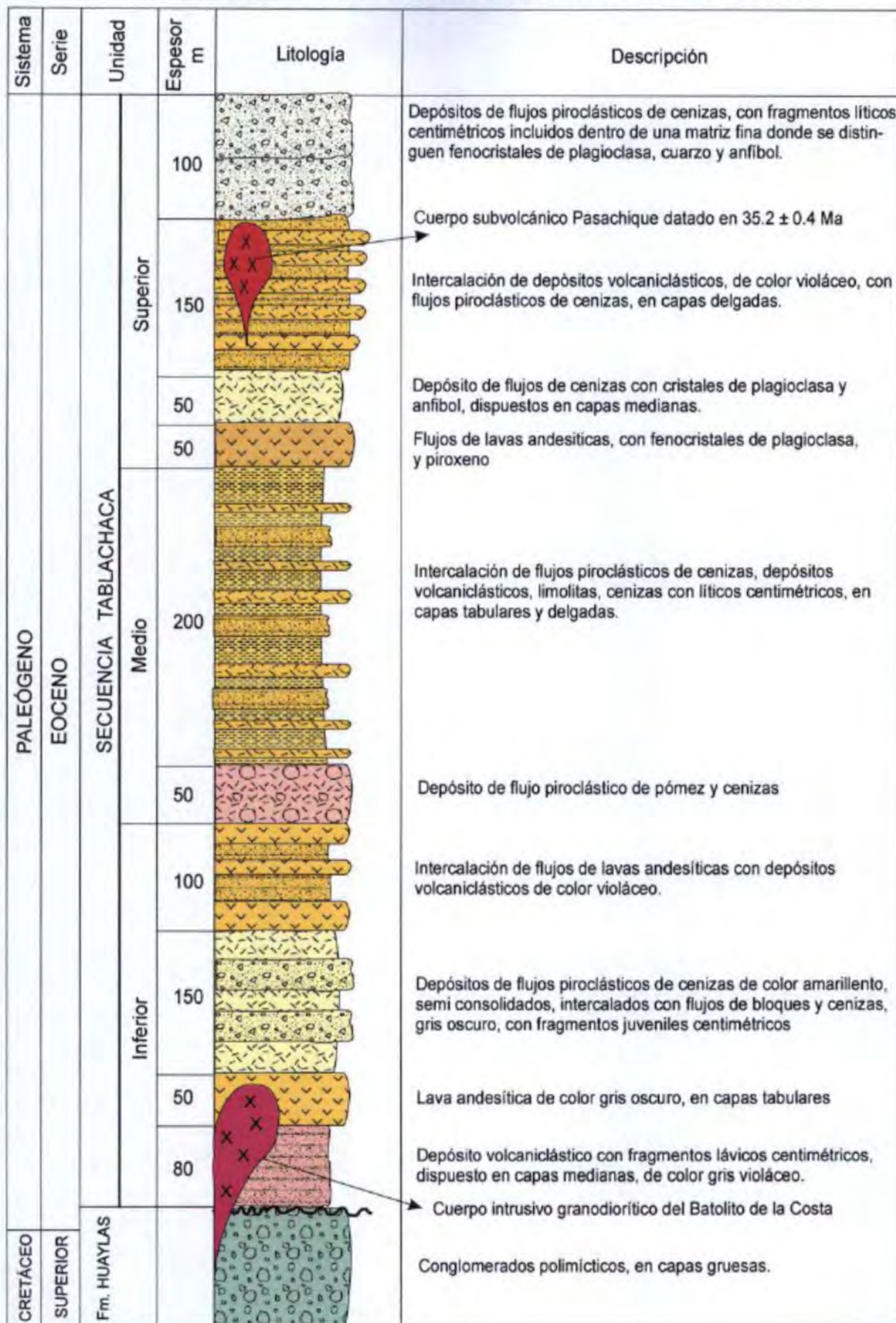
Aflora en ambos márgenes del río Tablachaca (cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa). Está constituida por depósitos de flujos piroclásticos, lavas andesíticas y rocas volcanoclásticas (Foto 4.1). Intercalándose en su parte media y superior con secuencias lacustrinas correspondientes a limolitas y limoarcilitas (Fig. 4.1). En algunos sectores está cortada por diques y sills dacíticos y andesíticos que miden entre 6 a 12 m de ancho. Sobreyacen en ligera discordancia erosional a los conglomerados asignados a la Formación Huaylas.



Foto 4.1. Río Tablachaca, en donde se distingue la base de la Secuencia Tablachaca (1) consistente en depósitos de flujos piroclásticos intercalados con flujos lávicos que sobreyacen en ligera discordancia erosional a capas de conglomerados pertenecientes a la Formación Huaylas (2). La secuencia volcánica tiene una dirección de N 135° con buzamiento de 60° al Oeste. Está cortada por numerosos diques andesíticos (3).

La secuencia Tablachaca presenta tres niveles bien diferenciados: inferior, medio y superior. El nivel inferior se distingue en el tramo comprendido entre el km 18 del antiguo ferrocarril hacia la mina de carbón La Galgada y el puente Quiroz. Consiste de rocas volcanoclásticas gris oscuras con fragmentos lávicos centimétricos incluidos dentro de una matriz de cristales milimétricos, fragmentados, de plagioclasa y cuarzo. Estos a su vez están cubiertos por lavas andesíticas (Ca 274, 277). Encima descansan depósitos de flujos piroclásticos de cenizas amarillentas poco cohesivas (Ca 287, 288,

Fig 4.1 SECUENCIA VOLCÁNICA TABLACHACA
Sector Qda Tablachaca, Qda Sacaycacha y Cerro las Tortolas



306, 344) intercalados con depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas gris verdosos, que contienen fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos (Foto 4.2), y secuencias volcanoclásticas y sedimentarias.



Foto 4.2. Depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas perteneciente a la base de la secuencia Tablachaca distinguida en la margen izquierda del Río Tablachaca. Se observa que los bloques son monomícticos y de tamaños centimétricos.

El nivel inferior tiene aproximadamente 250 m de espesor (Foto 4.3) y yace en discordancia sobre conglomerados y areniscas de la Formación Huaylas, y rocas intrusivas del Batolito de la Costa.

El nivel medio está constituido de depósitos volcano-sedimentarios, que se encuentran mejor expuestos en los alrededores de la confluencia de los ríos Sacaychaca y Tablachaca. Estos depósitos consisten en flujos piroclásticos de pómez y cenizas, flujos de cenizas (Ca 27b, 286), rocas volcanoclásticas y rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias consisten de areniscas, limolitas, lutitas y calizas de colores gris y beige; cuyos espesores varían desde algunos centímetros hasta 12 m (Foto 4.4). Por su granulometría fina persistente, falta de estructuras fluviales, y el paralelismo de las capas, se asume la existencia de un extenso, tranquilo y profundo paleolago, donde el aporte de material volcánico fue importante.



Foto 4.3. Vista de la parte basal de la secuencia Tablachaca, conformada por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas de coloraciones amarillentas (1), cubiertos por intercalaciones de depósitos de flujos de cenizas grises, y flujos de bloques y cenizas (2). Hacia el tope se distinguen flujos de lava andesítica (3).

Cubriendo al nivel descrito anteriormente se tiene el nivel superior, distinguible en el cerro Las Tortolas (sureste del poblado de Calipuy), cuya base está constituida por lavas andesíticas (Ca 285, 292), cubiertas por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas con fragmentos líticos lávicos y sedimentarios (lutitas). Hacia el tope descansan capas de rocas volcanoclásticas conteniendo principalmente fragmentos de lava, cuyo espesor varía lateralmente debido a la forma lenticular de los depósitos. Este nivel superior alcanza un espesor aproximado de 300 m. Todo este nivel infrayace en discordancia a la secuencia volcánica subhorizontal del volcán Matala, y a los depósitos volcanoclásticos de la secuencia volcánica Monyugo.

En total la secuencia Tablachaca mide aproximadamente 800 m de espesor. Estructuralmente presenta pliegues abiertos e incluso pliegues tumbados (Foto 4.4), originados posiblemente durante la Fase Incaica II, ocurrida durante Eoceno. Las direcciones de los ejes de las estructuras son predominantemente de Norte a Noroeste.



Foto 4.4. En la confluencia de los ríos Sacaychaca y Tablachaca se distinguen depósitos que conforman la parte media de la secuencia Tablachaca, conformada por flujos piroclásticos de cenizas, rocas volcanoclásticas y limolitas (1), cubiertos por intercalaciones de depósitos de flujos de cenizas grises y flujos de bloques y cenizas(2).

Esta secuencia está intruida por el Batolito de la Costa de composición granodiorítica (Foto 4.5) y cuerpos subvolcánicos principalmente andesíticos. La disposición y espesor de los depósitos sugieren que los probables centros de emisión estuvieron localizados al Noroeste u Oeste del sector La Galgada (río Tablachaca), y que posteriormente fueron erosionados o se encuentran cubiertos por el volcanismo del Oligoceno - Mioceno.



Foto 4.5. En el curso medio del río Tablachaca se aprecia a la Secuencia Tablachaca (1) intruida por rocas intrusivas de composición granodiorítica del Batolito de la Costa (2).

En cuanto a la edad de emplazamiento se le asigna una edad Eoceno, ya que en la localidad de Pasachique es cortada por un cuerpo subvolcánico dacítico datado por el método Ar/Ar en biotitas reportando una edad de 35.2 ± 0.4 Ma (Tabla 1). También, en el río Tablachaca (9057660 N, 809037 E) es intruido por otro cuerpo subvolcánico andesítico porfírico datado por el método de K/Ar en roca total reportando una edad de 21.1 ± 0.7 Ma (Tabla 2).

4.1.1 PETROGRAFÍA

Dentro de esta secuencia se distinguen lavas, depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, y flujos piroclásticos de pómez y cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 274, 277, 285, 292). Microscópicamente estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre $100 \mu\text{m}$ y 2.0 mm . La paragénesis mineral consta de fenocristales de plagioclasa que miden hasta 2 mm . Los fenocristales de plagioclasa son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales. También se distinguen fenocristales de olivino (Ca 292). El clinopiroxeno y ortopiroxeno están presentes en ciertas rocas (Ca 285, 292), y aparece casi siempre en equilibrio con la matriz. Se distinguen fenocristales de anfíbol bruno de forma subhedral (Ca 274, 277), a veces se encuentran desestabilizados en óxidos (Ca 274, 277). Los óxidos ferro-titaníferos que miden menos de 1 mm están presentes, tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 285, 292), cloritas (Ca 292), carbonatos (Ca 285, 292) y cuarzo secundario (Ca 277, 292).

La matriz de la mayoría de muestras es vítrea, que engloba minerales citados anteriormente, presentes en forma de microlitos, donde resalta principalmente la plagioclasa.

b) Depósitos de flujo piroclástico

b.1 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos (Ca 345) están constituidos de bloques andesíticos juveniles de textura porfírica y fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos incluidos dentro de una matriz conformado por una gran cantidad de fenocristales fragmentados.

Los fragmentos juveniles poseen fenocristales de plagioclasa de forma subhedral y anhedral que miden menos de 2 mm (Ca 345). Óxidos ferro-titaníferos presentes como microcristales dentro de la matriz. En estas rocas a veces se distinguen minerales

secundarios como: arcillas (Ca 345), clorita (Ca 345), y cuarzo secundario que miden menos de 400 μm (Ca 345). Estas rocas son de composición andesítica.

b.2 Flujos de cenizas

Presentan una textura vitroclástica (Ca 273b, 286, 287, 288, 293, 306, 344, 350, 351, 352, 353, 354), Anexo 1, con vesículas de formas irregulares que miden menos de 2 mm de diámetro. Los fenocristales miden menos de 800 μm , y en su mayoría tienen formas subhedrales y anhedrales. Se distinguen tres tipos petrográficos: andesitas, dacitas y riolitas.

En las andesitas (Ca 344, 353, 354) se distinguen fenocristales de plagioclasa de formas subhedrales y anhedrales. Además se distinguen moldes de anfíbol alargados subhedrales. Los óxidos están presentes en forma de microcristales en la matriz. En ciertas muestras se distinguen minerales secundarios: arcillas (Ca 353, 354), carbonatos (Ca 354), clorita (Ca 354) y cuarzo secundario (Ca 353).

En las dacitas (Ca 306, 344, 350, 351, 352) se distinguen fenocristales de plagioclasa de formas subhedrales que miden menos de 4.0 mm (Ca 352). Cristales de cuarzo son de forma anhedral y miden hasta 4 mm (Ca 350). También se distinguen fenocristales de anfíbol de forma subhedral (Ca 350). Los óxidos ferro-titaníferos están presentes principalmente en la matriz. Además se distinguen minerales secundarios: arcillas (Ca 344, 351), carbonatos (Ca 352), clorita (Ca 344, 352) y cuarzo secundario (Ca 344).

En las riolitas (Ca 273b, 286, 287, 288, 293), se distinguen fenocristales de plagioclasa menores de 1 mm. En ciertas muestras algunas plagioclasas están zonadas (Ca 287). También se distinguen cristales de cuarzo de formas subangulosas. Biotitas que miden entre 100-200 μm , algunos están desestabilizados en óxidos (Ca 293). Fenocristales de anfíbol completamente reemplazados en óxidos (Ca 287). Óxidos miden menos de 500 μm . En las muestras Ca 273b, 286 se distinguen clorita y arcillas.

ETAPA 2: OLIGOCENO INFERIOR

4.2 SECUENCIA HUARIPAMPA (Po-hu)

En ambos márgenes del río Santa (cuadrángulo de Corongo) y carretera Caraz - Cañón del Pato se distingue la secuencia Huaripampa. Según el estudio estratigráfico esta secuencia es dividida en tres niveles: a) El nivel inferior conformada por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas soldados (Ca 689), que contienen fragmentos juveniles que miden hasta 15 cm de diámetro. La matriz presenta fenocristales de plagioclasa, anfíbol, óxidos, clorita. Se intercalan con flujos piroclásticos de cenizas andesíticas que contienen líticos centimétricos. Gran parte del afloramiento presenta una argilización moderada a débil. El nivel inferior alcanza un espesor aproximado de 120 m.

b) El nivel medio de más amplia distribución, está conformada por una alternancia de lavas andesíticas, flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y flujos de cenizas (Ca 690). Los flujos de cenizas presentan cristales de plagioclasa, anfíbol y líticos de tamaños centimétricos. Por su parte, las lavas son de color gris verdoso y presentan una textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y óxidos (Ca 685, 686, 695, 696). En algunos niveles se distinguen diseminación de pirita, al igual que silicificación. El espesor aproximado es de 400 m.

c) El nivel superior localizado en los alrededores de las localidades de Sucre - Ancorara, se caracteriza por presentar una gruesa secuencia de flujos piroclásticos de cenizas soldadas (Ca 698), con líticos centimétricos, de 4 a 10 cm de diámetro, las cuales decrecen hacia el tope. Se intercala con escasos flujos piroclásticos de bloques y cenizas soldados, en cuya matriz se distinguen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos (Ca 688). El espesor de estos depósitos se estima en 500 m.

Esta secuencia parcialmente erosionada, yace directamente sobre secuencias sedimentarias del Mesozoico (Fms. Santa y Carhuaz), cuyo centro fue probablemente erosionado y/o cubierto.

4.2.1 PETROGRAFÍA

Dentro de esta secuencia fueron estudiados lavas, depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, y flujos piroclásticos de bloques y cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris oscuro (Ca 685, 686, 695, 696). Estas tienen una textura porfírica. El tamaño de los fenocristales varía entre 100 y 800 μm . La paragénesis mineral de estas lavas consta de fenocristales de plagioclasa que miden hasta 800 μm ; ellas son euhedrales a subhedrales. También se distinguen fenocristales de ortopiroxeno presentes en algunas rocas (Ca 685, 686). Asimismo fenocristales de anfíbol de forma subhedral (Ca 695, 696). Los óxidos ferrotitaníferos que miden menos de 1 mm están presentes, tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el ortopiroxeno, anfíbol y raramente en la plagioclasa. Estas rocas son de composición andesítica.

b) Depósitos de flujo piroclástico

b.1 Flujo de cenizas

Estos depósitos son masivos y coherentes (Ca 690, 698) que presentan una textura vitroclástica. Microscópicamente, dentro de ellos se distinguen minerales fragmentados y fragmentos líticos lávicos, incluidos dentro de una matriz fina. En estas rocas se distinguen cristales de plagioclasa de formas subangulosas y angulosas que miden menos de 1.0 mm. Además, se distinguen cristales de anfíbol. Los óxidos de hierro y

titanio están presentes y miden menos de 0.5 mm. Estas rocas son de composición andesítica. En la muestra (Ca 855) son frecuentes minerales de alteración: clorita, arcillas, y carbonatos.

b.2 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos están constituidos de bloques andesíticos juveniles de textura porfírica (Ca 688, 689), y fragmentos líticos lávicos de tamaños milimétricos y centimétricos, englobados dentro de una matriz fina.

Los bloques juveniles presentan fenocristales que miden hasta 1.2 mm (Ca 688). Entre los fenocristales se distingue a la plagioclasa de forma subhedral y euhedral que miden hasta 1.2 mm. También se distinguen fenocristales de anfíbol, de forma subhedral y euhedral. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes principalmente como microcristales en la matriz.

En la matriz del flujo se distinguen minerales fragmentados y microlitos, principalmente de plagioclasa. Además, en estas rocas se distinguen moldes de anfíbol. Óxidos que miden menos de 200 μm , están presentes en aproximadamente 5%. Además, son visibles minerales secundarios como carbonatos y arcillas. Estas rocas son de composición andesítica.

4.3 SECUENCIA JATUNCUNCA

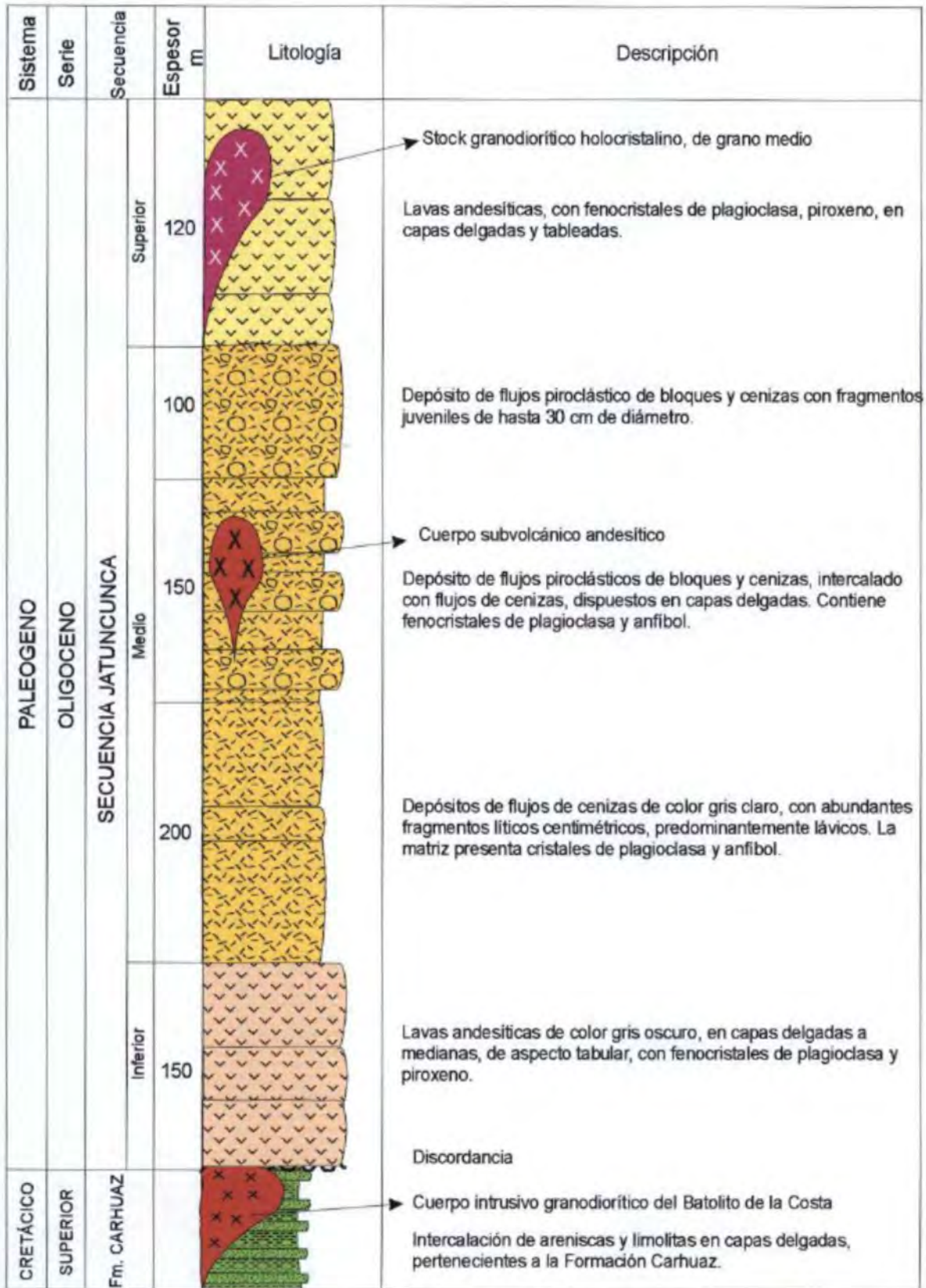
Localizada aproximadamente 25 km al Suroeste de Caraz, en los alrededores de los poblados de Picha y Huaracuran. Cuadrángulo de Carhuaz (19h) - cuadrante IV. Coordenadas geográficas: 77° 58' O, 9° 14' S, a 3800 msnm.

Esta secuencia presenta tres niveles bien diferenciados (Fig. 4.2): el primer nivel está constituido de flujos de lava andesítica distinguibles en la Qda Picultuyoc. Estas lavas (Ca 865) están dispuestas en capas subhorizontales de 8 a 20 m, alcanzando un espesor total aproximado de 150 m. Algunos niveles de lavas se encuentran cloritizadas y presentan fracturamiento. Al Oeste de la localidad de Pichiu, estas lavas yacen en discordancia erosional sobre rocas intrusivas del Batolito de la Costa mientras que al Este yacen sobre la Fm. Carhuaz.

El nivel medio está constituido de varios depósitos de flujos piroclásticos. A la base se distinguen flujos de cenizas (Ca 683) rico en líticos que yacen ligeramente discordantes a las lavas descritas anteriormente. Estos flujos contienen fragmentos líticos lávicos subangulosos, de tamaños centimétricos. Están dispuestos en capas gruesas de 10 a 20 m de espesor. Dentro de la matriz se distinguen cristales de plagioclasa, anfíbol y minerales secundarios.

Están cubiertos por una gruesa secuencia de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Ca 866), soldados que contienen fragmentos juveniles de hasta 30 cm de diámetro,

Fig 4.2 SECUENCIA JATUNCUNCA
Sector de Pisha, Pichiu y Cerro Jatuncunca



englobados dentro de una matriz, intercalada con delgados niveles de flujos piroclásticos de cenizas. Estos depósitos tienen una dirección de flujo hacia el Noroeste. Más al Norte, en el sector de Chunya, la misma secuencia en la base presenta delgados niveles de lava (Foto 4.6) y flujos piroclásticos de bloques y cenizas dispuestas en capas gruesas de aspecto masivo, fuertemente alterada por meteorización.



Foto 4.6. Vista de la secuencia volcánica Jatuncunca en inmediaciones del caserío de Chunya y Pamparomas (Cerro Psiquis), conformado por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas andesíticos (1). Al extremo sobreyacen lavas andesíticas que bajan de la parte superior (2), y cubren rocas intrusivas del Batolito de La Costa (3). Toda la secuencia está cortada por cuerpos subvolcánicos dacíticos (4).

El nivel superior consiste de flujos de lava andesítica gris verdosas, de textura afanítica a porfírica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y pirita diseminada, bastante fracturadas y tableadas, dispuestas en capas de 6 a 15 m de espesor. Estas lavas tienen una dirección de flujo 25-30° al Noroeste (Foto 4.7). Están intruidas por stocks granodioríticos, diques andesíticos y vetas delgadas de cuarzo. Algunos niveles de lavas presentan silicificación y patinas de óxidos. Todo este nivel alcanza un espesor total aproximado de 120 m.

En general toda la secuencia Jatuncunca tiene un espesor mayor a 800 m. Por otro lado, toda esta secuencia es intruida por cuerpos subvolcánicos andesíticos a dacíticos. Los cuerpos subvolcánicos andesíticos presentan fenocristales de plagioclasa y anfíbol que miden hasta 0.5 cm.

La secuencia Jatuncunca por el Oeste sobreyace en discordancia erosional al Batolito de la Costa, y hacia el Este a las rocas sedimentarias plegadas de las formaciones

Carhuaz y Chulec. Basada en las relaciones estratigráficas de campo se le asigna una edad Oligocena.



Foto 4.7. Cerro Acaparmipunta localizado al Sureste de Chunya, donde yacen lavas andesíticas, tableadas que buzan 25° al Noroeste. Estas lavas representan el tope de la secuencia Jatuncunca.

4.3.1 PETROGRAFÍA

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro (Ca 865). Estas rocas tienen una textura porfírica y microlítica fluidal (Ca 865). Presentan fenocristales que miden entre 100 μm y 1 mm. Entre los fenocristales presentes, las plagioclasas son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales. Algunas están zonadas (Ca 865). Además, en algunas rocas se distinguen moldes de fenocristales de anfíbol (Ca 865). Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 200 μm y están en menos del 5%, principalmente en la matriz. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas de las muestras (Ca 865) son frecuentes minerales de alteración: arcillas, clorita y cuarzo secundario.

b) Depósitos de flujos piroclásticos

b.1 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos están constituidos de bloques andesíticos juveniles, monomícticos, de textura porfírica (Ca 866) y fragmentos líticos lávicos de tamaños milimétricos y centimétricos, englobados dentro de una matriz, en la cual existe una gran cantidad de fenocristales fragmentados.

Los bloques juveniles presentan fenocristales que miden hasta 1 mm (Ca 866). Entre los fenocristales se distingue a la plagioclasa de forma subhedral y euhedral que mide hasta 1.0 mm. Algunas están zonadas (Ca 866). También se distinguen fenocristales de anfíbol, de forma subhedral y euhedral. Algunos presentan bordes delgados de óxidos y otros están totalmente reemplazados en óxidos. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes principalmente como microcristales en la matriz. En estas rocas a veces se distinguen minerales secundarios como: carbonatos y arcillas. Estas rocas son de composición andesítica.

b.2 Flujos de cenizas

Estos depósitos son masivos y coherentes (Ca 863) que presentan una textura vitroclástica.

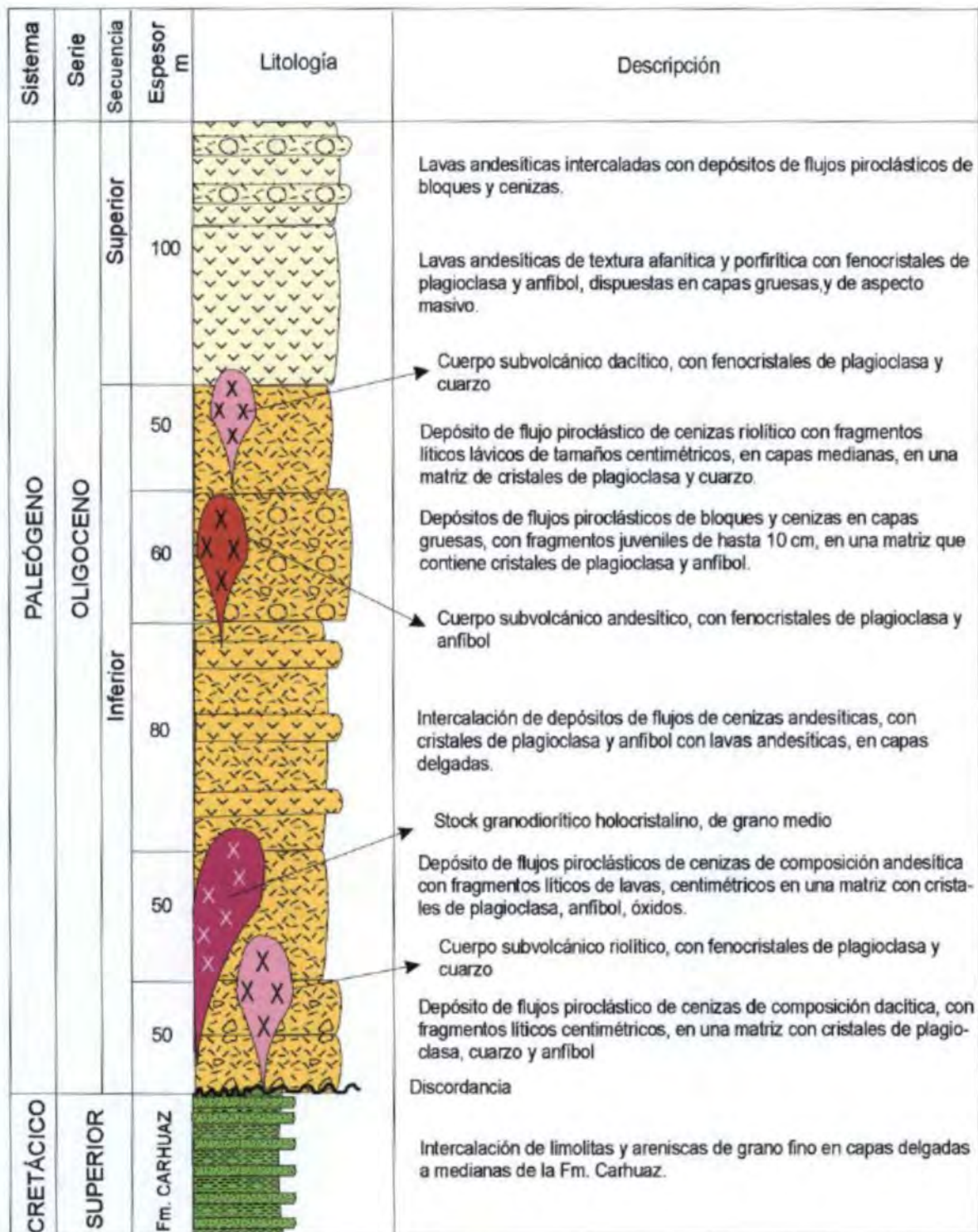
Microscópicamente, dentro de ellos se distinguen minerales fragmentados y fragmentos líticos lávicos incluidas dentro de una matriz microlítica. En general los fenocristales miden menos de 1.0 mm. En estas rocas se distinguen cristales de plagioclasa de formas subangulosas y angulosas, a menudo de forma tabular que miden hasta 1.0 mm (Ca 863). Además se distinguen cristales de anfíbol de forma anhedral y subhedral. Algunos están totalmente reemplazados en óxidos. Los óxidos de hierro y titanio están presentes en la matriz y miden menos de 200 μm . Esta muestra es de composición andesítica.

4.4 SECUENCIA PUCACOTO

Esta secuencia está ubicada 5 km al Suroeste del poblado de Acoyo, en el Cuadrángulo de Carhuaz (19h) – cuadrante IV. Coordenadas geográficas: 77° 51' O, 9° 13' S. Está localizado en el flanco oriental de la Cordillera Negra, donde se emplaza en discordancia angular sobre las rocas sedimentarias plegadas pertenecientes a las formaciones Chimú, Santa y Carhuaz.

Los estudios estratigráficos y cartografiado geológico realizados evidencian dos niveles bien diferenciados (Fig. 4.3): un nivel inferior que consiste de depósitos de flujos piroclásticos que se distinguen en las quebradas Macharuri y Sacsauran, donde yacen discordante a las formaciones Santa y Carhuaz. Estos depósitos corresponden a flujos piroclásticos de cenizas dacíticas, soldadas, que contienen fragmentos líticos lávicos de

Fig 4.3 SECUENCIA VOLCÁNICA PUCACOTO
Sector Quebrada Sacsauran, Cerro Tomancapampa



tamaños centimétricos. En la matriz se reconocen cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Se presentan en capas medianas a gruesas que varían de 0.5 a 2 m de espesor. En total tiene un espesor aproximado de 50 m. Tienen una dirección de flujo de 15° al Noreste.

Están cubiertos de depósitos de flujos de cenizas (Ca 855) de composición andesítica, que contienen fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos en una matriz fina dentro de la cual se distinguen cristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. Encima se distingue una intercalación de flujos piroclásticos de cenizas que contienen cristales fragmentados de plagioclasa y anfíbol, intercalados con niveles de lavas. Los depósitos de este nivel son distinguidos en el sector de la Laguna Capalococha y Cerro Rajuncatanan, donde además se observan depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, cubierta por una intercalación de flujos piroclásticos de bloques y cenizas dispuestas en capas gruesas, con niveles de lava andesítica (Foto 4.8). Estos depósitos están intruidos por un stock granodiorítico holocristalino, y cuerpos subvolcánicos dacíticos y andesíticos de texturas porfíricas.

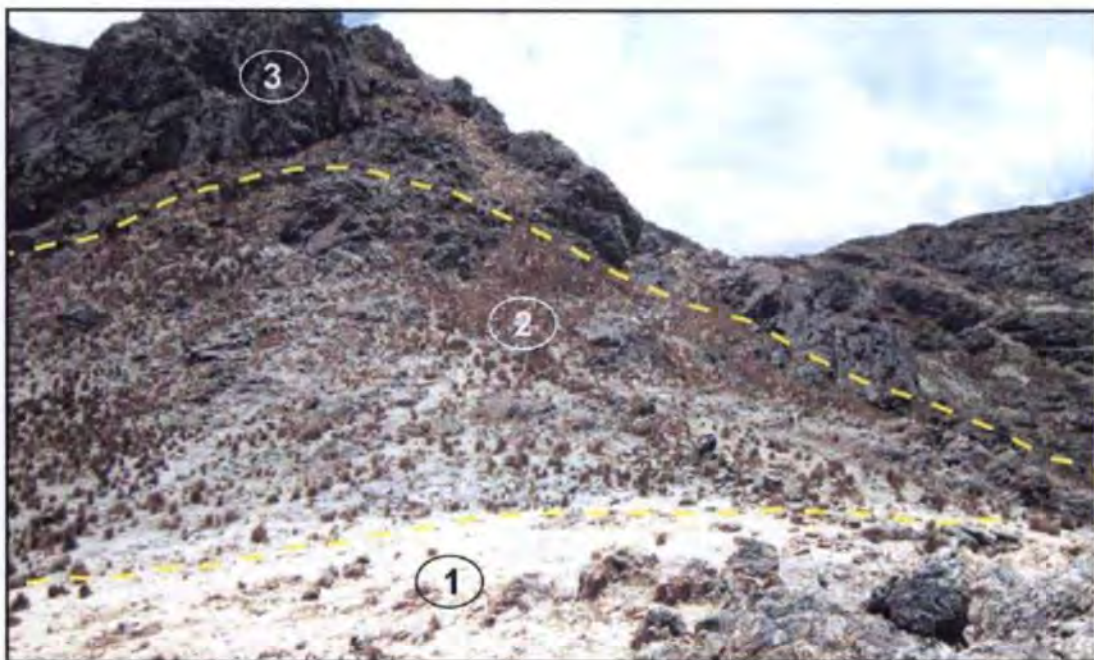


Foto 4.8. Cerro Rajuncatanan donde se distingue un stock granodiorítico (1) que corta a los depósitos de flujos de cenizas de la Secuencia Pucacoto, de color gris (2). A la vez estos son cubiertos por una intercalación de flujos piroclásticos con lavas, dispuestos en capas gruesas (3).

Los depósitos piroclásticos de este nivel están más desarrollados en la quebrada Punapo y en el cerro Tomancapampa (cuadrángulo de Carhuaz), donde se distinguen depósitos de flujos de cenizas soldados con fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos (Foto 4.9), cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de composición andesítica, en capas que varían de 0.5 a 2 m. Al tope del primer

nivel se tienen depósitos flujos piroclásticos de cenizas soldadas de composición dacítica a riolítica. Estos depósitos se observan sólo en el Cerro Angostranca, dispuestos en capas que varían entre 0.1 a 4 m, alcanzando un espesor total aproximado de 50 m. Estos cuerpos están intruidos por cuerpos subvolcánicos dacíticos.



Foto 4.9. En la Quebrada Punapo se distingue un depósito de flujo piroclástico de cenizas con fragmentos líticos centimétricos. En la matriz se distinguen cristales de plagioclasa, anfíbol, óxidos y minerales secundarios.

El nivel superior está constituido por lavas andesíticas de color gris verdoso (cloritizado) a gris oscuro, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno (Ca 965), y de textura afanítica. Estos depósitos en total alcanzan un espesor aproximado de 100 m, y tuvieron aparentemente una dirección de flujo 20° al Noreste y Noroeste (Foto 4.10). Al tope se distinguen niveles delgados de lavas andesíticas intercalado con depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas.



Foto 4.10. Cerro Tomancapampa, donde se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas (1), y lava andesíticas pertenecientes a la secuencia volcánica Pucacoto (2).

Debido a que la secuencia Pucacoto yace discordantemente sobre rocas sedimentarias (formaciones Santa y Carhuaz) y no presenta pliegues, se sugiere una edad de emplazamiento ocurrido en el Oligoceno.

4.4.1 PETROGRAFÍA

El estudio se efectuó principalmente en lavas y depósitos de flujos piroclásticos de cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 965). Microscópicamente, estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μm y 1.5 mm. La paragénesis mineral de estas lavas consta de fenocristales de plagioclasa que llegan a medir hasta 1.5 mm. Ellas son euhedrales a subhedrales. La plagioclasa está en más del 70%. También se distinguen fenocristales de ortopiroxeno, que aparece casi siempre en equilibrio con la matriz. Fenocristales de piroxeno están en menos del 15%. Son frecuentes moldes de piroxenos de formas subhedrales. Los óxidos ferro-titaníferos que miden menos de 0.2 mm están presentes principalmente en la matriz. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas de las muestras (Ca 965) son frecuentes minerales de alteración: arcillas, calcita y clorita.

b) Depósitos de flujo piroclástico

b.1 Flujo de cenizas

Estos depósitos son masivos y soldados (Ca 855) que presentan una textura vitroclástica. Microscópicamente, dentro de ellos se distinguen minerales fragmentados y fragmentos líticos lávicos porfíricos. En general los fenocristales miden menos de 1.0 mm. En estas rocas se distinguen cristales de plagioclasa de formas subangulosas y angulosas. Además se distinguen cristales de anfíbol completamente meteorizados. Los óxidos de hierro y titanio están presentes en forma de microcristales en la matriz, y miden menos de 0.5 mm. Estas rocas son de composición andesítica.

En la muestra (Ca 855) son frecuentes minerales de alteración: clorita, arcillas, y carbonatos.

4.5 SECUENCIA BELLAVISTA

Los afloramientos de la secuencia Bellavista son reconocidos en ambas márgenes del río Huangamarca, 3 km al Noreste de Otuzco. Cuadrángulo de Otuzco (16f) – cuadrante II. Coordenadas geográficas: 78° 32' 13" O, 7° 52' 30" S. Consiste principalmente de flujos piroclásticos intercalados con depósitos volcanoclásticos. Esta secuencia infrayace a los flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba (Foto 4.11), y sobreyace a las areniscas rojizas de la Formación Huaylas.



Foto 4.11. En el caserío de Bellavista se distinguen depósitos de flujos piroclásticos subhorizontales (1), de coloraciones gris violáceas pertenecientes a la secuencia Bellavista. Estos depósitos están cubiertos en ligera discordancia erosional por los flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba (2).

En la base de la secuencia se observa un depósito de flujo piroclástico de cenizas gris oscuras, no soldadas, constituida principalmente por cristales de plagioclasa; intercalado con depósitos volcanosedimentarios (lahares y limolitas) gris violáceos que contienen fragmentos líticos lávicos subredondeados. Tiene 20 m de espesor observable.

Sobreyacen varios depósitos de lahares que contienen fragmentos lávicos y sedimentarios redondeados a subredondeados dentro de una matriz limosa. Cada depósito de lahar posee entre 1 a 3 m de espesor.

Están cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, no soldados, cuyas pómez son fibrosas, y alargadas, y poseen fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Además los depósitos de flujos contienen abundantes fragmentos líticos lávicos de tamaños milimétricos. Su espesor es de 35 m.

En el tope de la secuencia se reconocen depósitos volcanoclásticos (lahares) con coloraciones violáceas, dispuestos en capas de 1 a 3 m de espesor. Se intercalan con depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, que contienen cristales de plagioclasa y fragmentos líticos milimétricos. Tiene un espesor de 25 m (Foto 4.12).



Foto 4.12. En el caserío de Bellavista afloran depósitos volcanoclásticos gris violáceos (1), intercalados con depósitos de flujos piroclásticos de cenizas grises (2).

El espesor total de la secuencia Bellavista es de 320 m. Debido a que la secuencia se encuentra erosionada y se restringe sólo a este sector no ha sido posible establecer su

fuerza eruptiva de procedencia. Se le asigna una edad correspondiente al Oligoceno por infrayacer a los depósitos piroclásticos de la Caldera Carabamba.

4.6 SECUENCIA SAN JOSÉ

Ubicada en los alrededores del poblado de San José, a 10 km al Oeste de Carabamba. Cuadrángulo de Salaverry (17f) – cuadrante II. Coordenadas geográficas: 78° 40' O, 8° 06' S. Altitud de 3200 msnm.

La secuencia volcánica San José yace discordante a las rocas intrusivas granodioríticas del Batolito de la Costa, visible en los sectores del Cerro Pingullo y Rumbara (Oeste de San José). Mientras que en el caserío de Cabracay sobreyace a la Formación Tinajones. Esta secuencia presenta dos niveles. El nivel inferior presenta en la base lavas andesíticas con fenocristales de plagioclasa y piroxenos, cubiertos de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas de colores gris oscuros. Estos últimos presentan fragmentos líticos de tamaños centimétricos y milimétricos dentro de una matriz de cristales de plagioclasa, anfíbol, óxidos. Están soldados y dispuestos en capas masivas de 1 a 8 m de espesor. En total los depósitos de flujos miden 160 m de espesor (Fig. 4.4).

Seguidamente cubriendo a la secuencia anterior se aprecia el nivel superior, conformado por depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas dacíticas, visibles en el poblado de San José (Foto 4.13). Estos flujos contienen pómez dacíticas que miden de 1 a 3 cm de diámetro. Los flujos son de colores blanquecinos poco cohesivos, dispuestos en niveles de 30 a 80 cm de espesor. Al tope están intercalados con depósitos de flujos piroclásticos de cenizas. La dirección de flujo predominante es de 10° al Suroeste. En total miden más de 100 m de espesor. Finalmente es cubierta por una gruesa secuencia de flujos piroclásticos de cenizas con líticos centimétricos de colores gris verdosos y violáceos, en capas delgadas. Esta secuencia está intruida por cuerpos subvolcánicos dacíticos.

Depósitos de flujos piroclásticos de cenizas de la secuencia San José también se distinguen en la localidad de Chepen Alto. En este sector infrayacen discordantemente lavas andesíticas gris oscuras que contienen fenocristales de plagioclasa y piroxeno, que corresponden probablemente a un último evento volcánico registrado en el área. Estas lavas tienen entre 30 y 50 m de espesor y presentan texturas porfírica a traquítica. Infrayacen en discordancia a flujos piroclásticos riolíticos de la Caldera Carabamba (Foto 4.14).

Al Este del poblado de San José, la secuencia del mismo nombre infrayace discordante a los depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba.

Fig. 4.4 SECUENCIA VOLCÁNICA SAN JOSÉ
Sector localidad San José - Cabracay

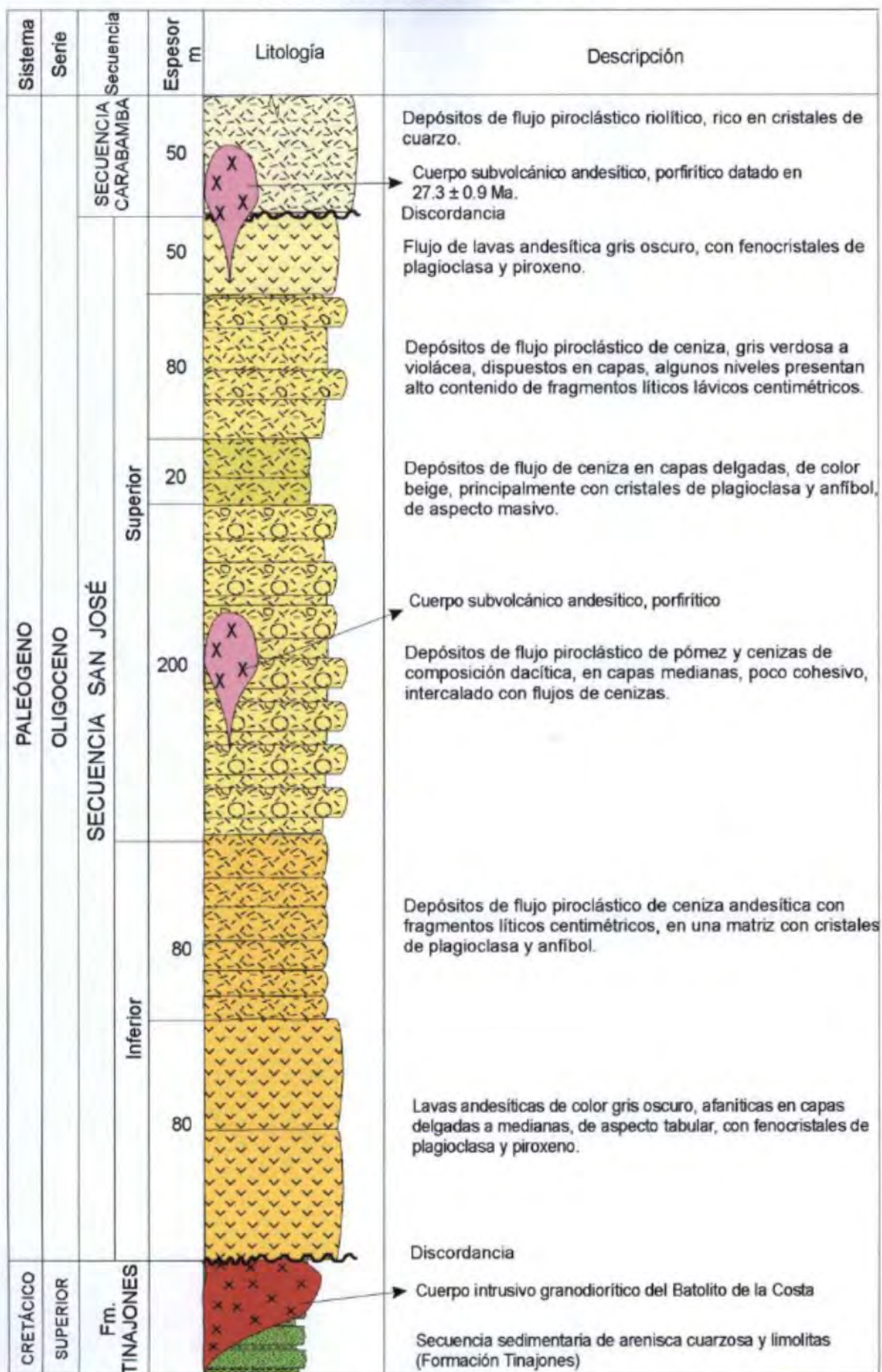




Foto 4.13. Vista del sector Noroeste de la secuencia San José (caserío de San José), en donde se distingue una intercalación de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, y flujos de pómez y cenizas, con dirección de flujo de 15 - 20° hacia el Oeste (1). Sobreyacen en discordancia angular a la Formación Tinajones (2). A la vez subyace a los depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba (3).

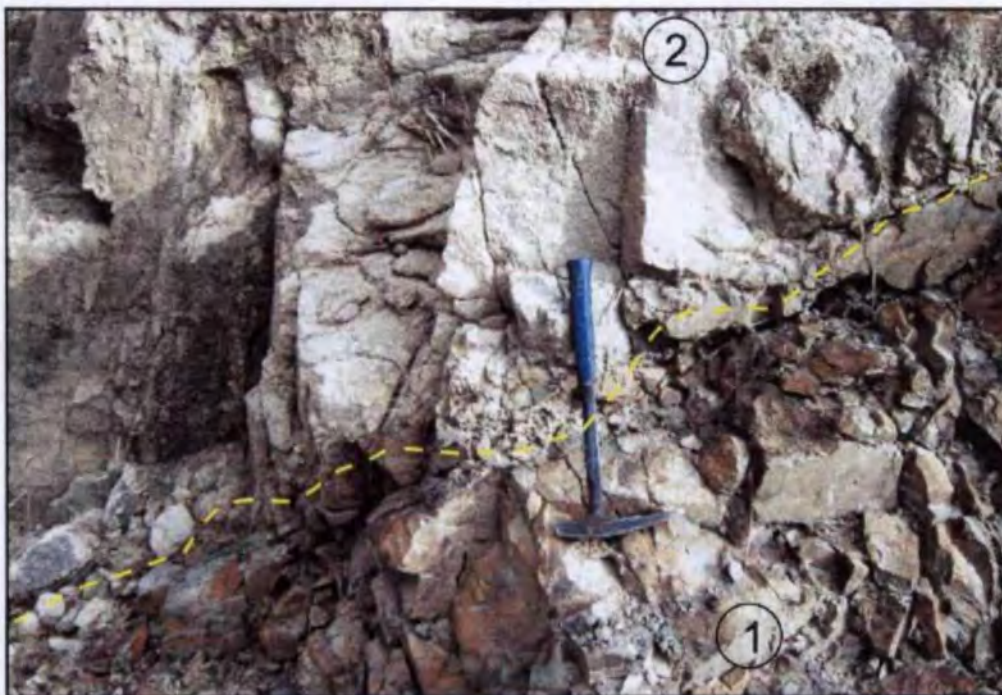


Foto 4.14. En la cabecera de la Quebrada Alto Chapén (cuadrángulo de Salaverry) se observa el contacto entre de las lavas andesíticas de la secuencia volcánica San José (1) y los depósitos de flujos piroclásticos riolíticos de la Caldera Carabamba (2).

Basado en las relaciones de campo, en la cual sobreyacen a rocas intrusivas del Batolito de la Costa y secuencia sedimentarias del Mesozoico, e infrayacen en discordancia a la secuencia piroclásticas de la caldera Carabamba, y cuerpos subvolcánicos datados en más de 27 Ma, se le asigna una edad Oligocena.

4.7 VOLCÁN MATALA

Ubicado 15 km al Noroeste de la localidad de Chuquicara, en el Cuadrángulo de Santa Rosa (18g) – cuadrante IV. Coordenadas geográficas: 78° 17' O, 8° 31' S. Altitud de 3579 msnm.

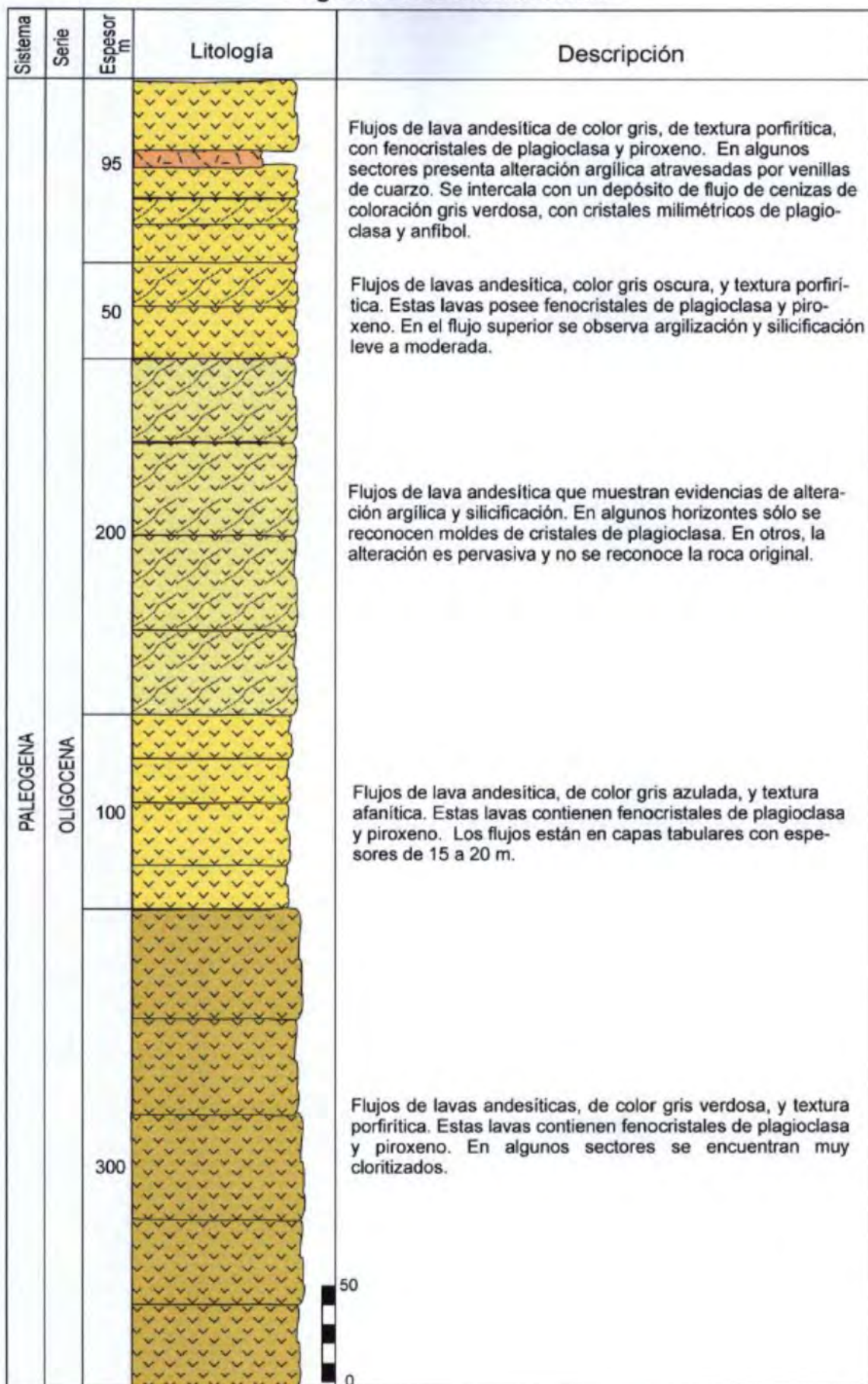
Corresponde a un centro volcánico bastante erosionado y que presenta variados flujos de lavas (Fig. 4.5) y algunos depósitos de flujos piroclásticos, ambos presentan zonas de alteración hidrotermal (tipos sílica y sílico-argílica). Sus depósitos hacia el Sur y Oeste del centro volcánico sobreyacen a rocas intrusivas del Batolito de la Costa. Al Norte no se observa la relación estratigráfica con la secuencia Huaraday, debido a que sobreyace la secuencia Pajillas. Al Este y Sureste sobreyace en discordancia angular a la secuencia Tablachaca (Foto 4.15).



Foto 4.15. Cerro Chugures, que corresponde al sector Sur del volcán Matala. En esta zona se distinguen lavas andesíticas (1) que sobreyacen en discordancia angular a la secuencia Tablachaca (2) conformada por depósitos volcano-sedimentarios que son cortados por rocas intrusivas pertenecientes al Batolito de la Costa (3).

La base está conformada por flujos lávicos andesíticos, con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos (Ca 788). Cada flujo tiene un espesor aproximado de 50 m, y una dirección de 20° al Suroeste. Estos flujos de la base rellenan una paleosuperficie erosiva labrada tanto sobre rocas del Batolito de la Costa y la secuencia Tablachaca. Esto se

Fig. 4.5.- VOLCÁN MATALA



observa en el Cerro Los Peroles y Cerro Huacate, donde conforman un espesor total de 600 m.

Están cubiertos por otros flujos de lava andesítica, que tienen espesores que varían de 25 a 40 m. Sobreyacen otros flujos de lava que evidencian alteración argílica y sílica incipiente. Estas lavas tienen menos de 50 m de espesor.

Al tope se intercalan varios niveles de flujos de lava andesítica y flujos piroclásticos de cenizas. Las lavas contienen fenocristales de plagioclasa y piroxeno (Ca 792), y presentan una dirección de flujo 25° al Suroeste; algunas de estas lavas están argilizadas. Mientras que los depósitos de flujo piroclásticos de cenizas son cohesivos y tienen coloraciones gris verdosas (Ca 789). Al parecer corresponderían a una de las últimas fases explosivas del volcán. Esta secuencia conforma un espesor aproximado de 95 m, y se les reconoce en las inmediaciones del Cerro Chugures.

Se le asigna una edad correspondiente al Oligoceno Inferior por sobreyacer en discordancia angular a la secuencia Tablachaca y a las rocas intrusivas de composición granodiorítica del Batolito de la Costa.

4.7.1 PETROGRAFÍA

a) Lavas

Macroscópicamente, estas lavas son masivas, afaníticas y de color gris oscuro (Ca 788, 792), Anexo 1.

Estas rocas tienen una textura traquítica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μm y 3 mm. Se distinguen fenocristales de plagioclasa, que son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales. Además, se distinguen gran porcentaje de microlitos de plagioclasa en la matriz (Ca 792). En algunas rocas las plagioclasas miden hasta 1 mm (Ca 792). En algunas rocas son frecuentes fenocristales alterados de plagioclasa (Ca 788). El ortopiroxeno es de forma subhedral y miden hasta 400 μm . Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 300 μm y están en aproximadamente 2% en la matriz. En algunas muestras se distinguen minerales de alteración: arcillas (Ca 788). Estas rocas son de composición andesítica.

b) Depósitos de flujos piroclásticos

b.1 Flujos de cenizas

Corresponden a depósitos masivos (Ca 789), que presentan una textura vitroclástica. Dentro del depósito se distinguen cristales fragmentados y fragmentos líticos heterogéneos de tamaños milimétricos y centimétricos incluidos dentro de una matriz fina.

Entre los cristales se distinguen a la plagioclasa de forma subhedral y anhedral, que miden hasta 1.0 mm. También se distinguen cristales bastante alterados de biotita que miden hasta 1.0 mm. Además están presentes cristales de cuarzo, subangulosas, en menos del 2% y miden entre 100 y 200 μm . Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 300 μm . Estos flujos son de composición dacítica.

4.8 SECUENCIA HUARADAY

Se localiza en los alrededores del caserío de Huaraday, 15 km al Suroeste del poblado de Calipuy: Cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) – cuadrante III. Coordenadas geográficas: 78° 21' O, 8° 25' S. Altitud de 3600 msnm.

La secuencia volcánica Huaraday consiste en depósitos de flujos piroclásticos que sobreyacen en discordancia angular a rocas intrusivas del Batolito de la Costa en el sector Oeste, mientras que al Este, en ambos márgenes del río Oyón (cuadrángulo de Santiago de Chuco), infrayace ligeramente discordante a la secuencia volcánica Calamarca. Al Este del área, en los ríos Hushquis y Paibal, infrayace discordante a los depósitos del volcán Cururupa y secuencia Pajillas, respectivamente.

La base de la secuencia Huaraday consiste de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas, bastantes cohesivas, con cristales fragmentados de plagioclasa, anfíbol y óxidos. Además presentan fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos y de formas subangulosas. Estos depósitos están dispuestos en capas que miden de 5 a 10 m de espesor. Sobre este nivel en la Qda. Huashquis (Foto 4.16) se observa una intercalación de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, y flujos piroclásticos de bloques y cenizas soldados, dispuestos en capas medianas a gruesas. Estos flujos son de color pardo amarillento y violáceo. La dirección de los flujos varía de 5 a 30° al Noreste.

En el cerro Acque se encuentra esta misma secuencia intruido por un stock microgranodiorítico, de textura holocristalina.

Cubriendo a toda la secuencia, en el sector del Cerro Pachagón se distinguen lavas de composición andesítica, de color gris oscuro y gris verdoso (cloritizado), de textura porfírica, que presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. Estas lavas alcanzan un espesor aproximado de 80 m.



Foto 4.16. En el río Huashquis se distinguen afloramientos de la secuencia Huaraday, que consisten en depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, con contenido de fragmentos líticos centimétricos, en capas gruesas, de aspecto masivo, bastante meteorizados (1) y (3), cubiertos por depósitos de flujo piroclástico de cenizas en capas delgadas (2).

En su conjunto toda la secuencia volcánica Huaraday alcanza un espesor aproximado de 400 m. Debido a que yace al Batolito de la Costa y no presenta mayor deformación se sugiere una edad de emplazamiento ocurrido en el Oligoceno.

4.9 SECUENCIA PAJILLAS

Ubicada 12 Km al Sur del poblado de Calipuy, en el Cuadrángulo de Santiago de Chuco (17-g) – cuadrante III. Coordenadas geográficas: 78° 13' 30" O, 8° 27" S. Altitud de 3200 msnm. Esta secuencia yace en discordancia angular a las secuencias volcánicas Tablachaca y Huaraday, localizados al Este y Oeste de la secuencia, respectivamente.

En la pampa Paibal (sur del poblado de Calipuy) aflora la base la secuencia Pajillas que consiste en depósitos de flujos piroclásticos de cenizas gris blanquecinas, y flujos piroclásticos de bloques y cenizas dacíticas, con una matriz de cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo, soldada, dispuestas en capas que varían de 0.5 a 6 m de espesor. En total alcanzan un espesor aproximado de 50 m. Estos depósitos yacen discordantes a la secuencia Huaraday.

Está cubierto por una alternancia de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas violáceas a gris verdosas, que contienen cristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos, así

como fragmentos líticos subangulosos de tamaños centimétricos. Están dispuestos en capas medianas de 30 a 50 cm de espesor. Al tope de la unidad se distingue una intercalación de depósitos volcanoclásticos y limolitas rojizas, dispuestas en capas delgadas a medianas, con niveles esporádicos de flujos piroclásticos de cenizas soldada de color gris blanquecina (Foto 4.17).

Sobre toda la secuencia se observa una alternancia de flujos piroclásticos de cenizas con depósitos volcanoclásticos (lahares) que contienen fragmentos líticos subredondeados que miden hasta 10 cm. Estos flujos están en capas que miden de 50 a 80 cm de espesor.



Foto 4.17. Vista de la secuencia Pajillas (sector de Cerro Cazuelas), conformada por una intercalación de flujos piroclásticos de cenizas soldadas y rocas volcanoclásticas (lahares, limolitas) violáceas en capas de 50 cm a 2 m (1), que sobreyacen en discordancia a la secuencia Huaraday (2).

En general la secuencia tiene un espesor que varía lateralmente de 50 a 250 m, y una dirección de flujo predominante de 20° al Suroeste (Foto 4.17). Asimismo, en la pampa Monyugo infrayace discordante a la secuencia volcánica Monyugo.

Por las relaciones de contacto, suprayacente con la secuencia Tablachaca, y estratigráficamente por estar debajo de las rocas volcánicas del volcán Cururupa datada en 23.7 ± 0.3 Ma se infiere una edad Oligocena inferior.

4.10 SECUENCIA MONYUGO

Secuencia volcano-sedimentaria localizada al Suroeste y Este del poblado de Calipuy. Está dentro del cuadrángulo de Santiago de Chuco (17-g) – cuadrante III. Coordenadas geográficas: 78° 13' 30" O, 8° 24' 30" S. Altitud de 3500 msnm.

En la secuencia volcánica Monyugo se han identificado dos niveles: inferior y superior. El nivel inferior es visible en el sector de pampa Monyugo en donde yace en discordancia angular a los depósitos de flujos piroclásticos de la secuencia Pajillas. En esta parte consiste de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas violáceas a gris verdosas, dispuestas en capas que miden entre 30 a 80 cm de espesor. Estos flujos de cenizas presentan cristales de plagioclasa, anfíbol y a veces cuarzo. Están cubiertos por una intercalación de niveles delgados de lava andesítica con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y depósitos de cenizas. Además se observan capas delgadas de lodolitas rojizas finamente estratificadas. Estas capas muestran una dirección de flujo 20° al Noreste y un ligero plegamiento.

En los sectores de la quebrada Chorobal y cerro Tortolas (Noreste del poblado de Calipuy), aflora el nivel superior, que consiste en depósitos de lahares. Estos depósitos contienen fragmentos líticos subangulos a subredondeados. Están intercalados con depósitos de flujos piroclásticos de cenizas violáceas a verdosas y capas delgadas de limolitas y lodolitas de color rojizo. En general las capas tienen entre 30 a 60 cm de espesor. Además se observan esporádicos niveles de evaporitas en capas delgadas. En este nivel también aflora una capa de caliza micrítica de color gris oscura, de forma lenticular, de 50 cm de espesor.

Al tope de la secuencia se distinguen rocas volcanoclásticas, en capas delgadas, cuya dirección de flujo es de 20° a 25° al Noroeste (Foto 4.18). En general la secuencia muestra un plegamiento abierto. Infrayacen en ligera discordancia a los depósitos piroclásticos del volcán Alto Dorado.

El espesor de toda la secuencia varía entre 250 a 400 m.

Basado en relaciones estratigráficas de campo, donde yace a la secuencia Tablachaca de Eoceno e infrayace a los depósitos del volcán Cururupa datada en 23.7 ± 0.3 Ma (Tabla 1), se le asigna una edad Oligoceno.



Foto 4.18. Vista de la secuencia Monyugo (sector Cerro Llama), conformado por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas (1), y una intercalación de flujos piroclásticos de cenizas con rocas volcanoclásticas y limolitas rojizas (2). Estos depósitos infrayacen a los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas del volcán Alto Dorado (3).

4.11 SECUENCIA SOGOPEGAN

Ubicada 8 km al Este del poblado de Huata (Carhuaz), en el cuadrángulo de Carhuaz (19h) - cuadrante IV y cuadrángulo de Corongo - cuadrante III. Coordenadas geográficas: 77° 55' O, 9° 01' S. Altitud de 4800 msnm.

En la secuencia volcánica Sogopegan se han identificado 4 niveles bien diferenciados: Sogopegan I, II, III y IV, que podrían corresponder a etapas evolutivas de un centro volcánico ya erosionado (Fig. 4.6).

Los depósitos volcánicos del nivel **Sogopegan I** son distinguibles en el cerro Sogopegan e inmediaciones de la Laguna Yanacocha (Este del poblado de Huata), donde yacen sobre rocas intrusivas del Batolito de la Costa. Corresponden a una gruesa secuencia de lavas andesíticas (Ca 857), de color gris oscuro, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno (Fig. 4.6). Estos flujos se presentan en capas gruesas que miden de 8 a 25 m de espesor (Foto 4.19). Están cubiertos por una intercalación de niveles delgados de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y flujos de cenizas soldados. Al tope de esta unidad aflora una intercalación de flujos piroclásticos de cenizas y lavas andesíticas gris verdosas, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol.

Esta secuencia está intruida por cuerpos subvolcánicos andesíticos de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, que miden hasta 0.5 cm.

Fig 4.6 SECUENCIA SOGOPEGAN
Sector Cordillera Negra, Pamparomas y Huaylas

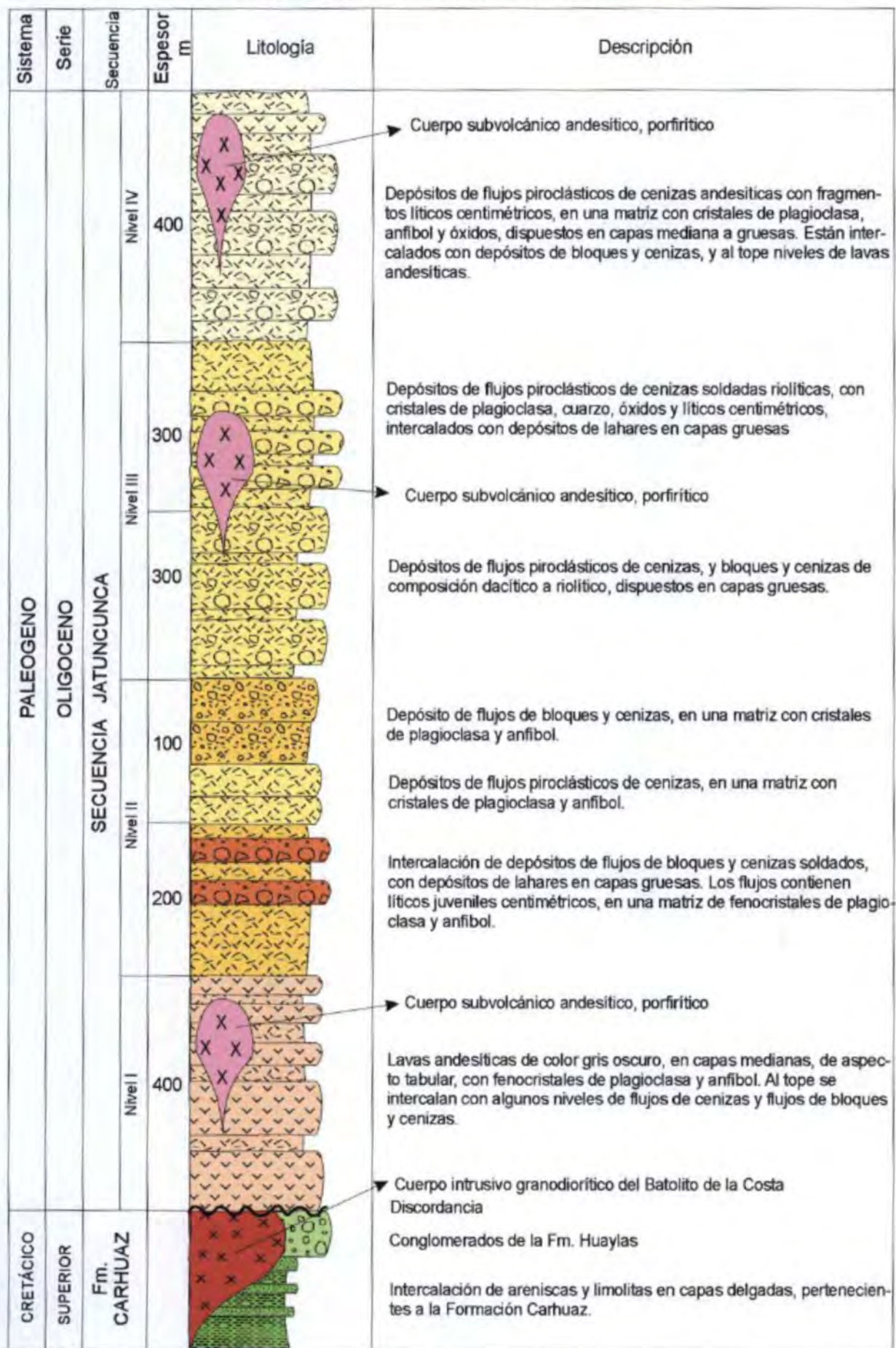




Foto 4.19. En los alrededores de la Laguna Yanacocha yacen depósitos de la secuencia Sogopegan (nivel Sogopegan I) que consisten en lavas andesíticas de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Se intercalan con niveles delgados de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas.

En el sector Uchpacancha (Norte de Pamparomas), se observa la misma unidad, constituido en la base por flujos lávicos andesíticos de color gris oscuro, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y óxidos, dispuestos en capas de 30 a 50 m de espesor, que yacen sobre rocas intrusivas del Batolito de la Costa. A la vez las lavas están cubiertas por delgados niveles de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas con fragmentos líticos lávicos centimétricos. En algunos sectores las lavas están cubiertas por depósitos fluvio-glaciares y aluviales. En su conjunto este nivel alcanza un espesor total aproximado de 400 m.

Depósitos volcánicos del nivel **Sogopegan II** se distinguen al Noroeste del poblado de Huaylas, entre las lagunas Cancahua y Huinco (Foto 4.20), donde yacen en discordancia angular a la Formación Huaylas. Estos depósitos consisten en flujos piroclásticos de cenizas andesíticas, soldados (Ca 853), dispuestos en capas de 4 a 8 m de espesor. Son masivos y de color gris. En la matriz se observan fenocristales de plagioclasa y anfíbol, así como fragmentos líticos centimétricos, menores a 6 cm. Están cubiertos por una intercalación de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y lahares. Los flujos de bloques y ceniza contienen fragmentos líticos juveniles de tamaños centimétricos, subangulosos a subredondeados. Están dispuestos en capas de 0.4 a 5 m de espesor. Mientras que los lahares están soldados, estratificados, y tienen coloraciones gris, violácea y rojiza.



Foto 4.20. Cerros Cashuro y Cancahua donde se distinguen depósitos de la base de la secuencia Sogopegan I (sector Este), que consisten en flujos piroclásticos de cenizas con líticos, y lahares de color rojizo (1), seguido de una intercalación de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y flujos piroclásticos de cenizas (2), al tope se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas.

En la parte superior se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas con fragmentos líticos centimétricos a milimétricos. Estos depósitos tienen aspecto masivo, soldado, y están dispuestos en capas de 3 a 8 m de espesor. En la matriz contienen cristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. Al tope de este nivel se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas que contienen fragmentos juveniles andesíticos (Foto 4.21). En total este nivel volcánico alcanza un espesor de 300 m.

Aquí las capas tienen una inclinación de 30° - 40° al Este, 16° N-S. La actividad volcánica en esta parte se manifestó probablemente mediante el crecimiento y destrucción de domos de lava.

Sobre el nivel anterior yace discordante el tercer nivel **Sogopegan III**, cuyos productos están bien representados al Suroeste de Huaylas (sectores de la Laguna Manyacocha, Cerros Yanayacu, Rumi Cruz y Pucara), Foto 4.22. En la base presenta depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas riolíticos, cuyos fragmentos líticos juveniles alcanzan hasta 10 cm de diámetro. En la matriz se distinguen cristales de plagioclasa, cuarzo, óxidos. Estos flujos masivos están dispuestos en capas que miden entre 2 a 5 m de espesor.

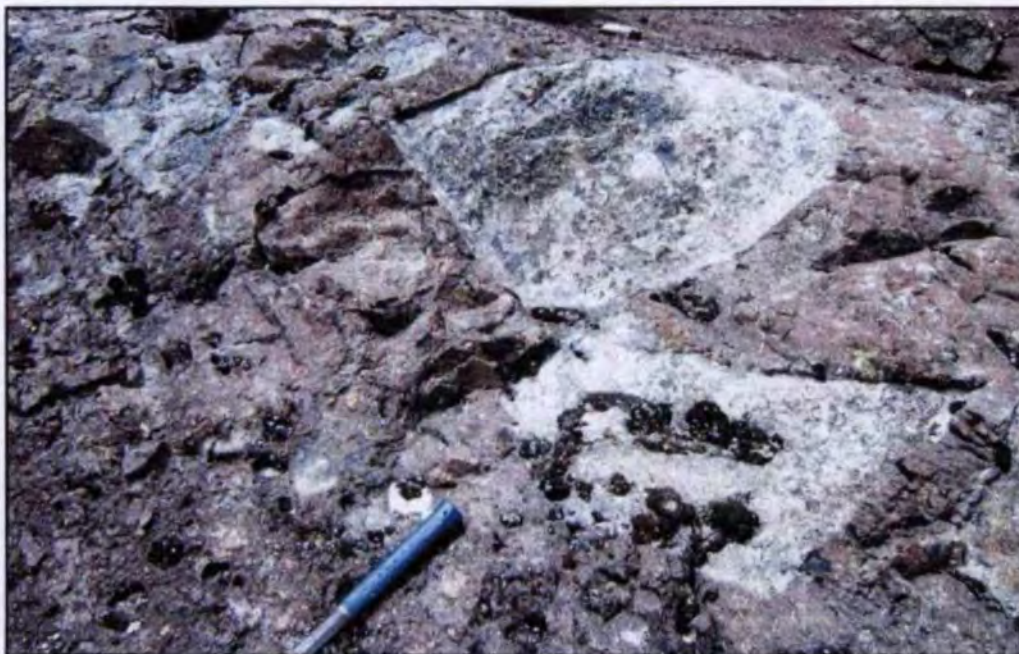


Foto 4.21. Depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas que contienen bloques juveniles subangulosos a subredondeados que miden hasta 50 cm de diámetro. Este depósito aflora en el Cerro Tocanca Punta (cuadrángulo de Corongo).



Foto 4.22. En los alrededores de la Laguna Manyacocha aflora parte de la secuencia Sogopegan que consiste en flujos piroclásticos de cenizas riolíticas con fragmentos líticos centimétricos, dispuestos en capas gruesas de color gris claro.

En la cabecera de la Qda. Rumi (Suroeste de Huaylas), esta misma secuencia, está representada por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas blanquecinas, de

composición riolítica, con fenocristales de plagioclasa y cuarzo, dispuestas en capas que miden hasta 10 m de espesor. Algunos niveles los flujos presentan mayor porcentaje de fragmentos líticos centimétricos. En este mismo sector están cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de composición dacítica.

Al tope de esta secuencia se distingue una intercalación de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas riolíticas, soldadas, intercalados con depósitos de lahares de colores violáceos. Este nivel está intruido por un cuerpo subvolcánico andesítico. La dirección predominante del flujo es de 10 a 30° hacia el Noreste. En su conjunto esta secuencia alcanza un espesor aproximado de 600 m.

Seguido a esta unidad sobreyace ligeramente discordante el nivel **Sogopegan IV**, visible en los cerros Pucapunta, Carhuacocha, Laguna Matarcocha (al Oeste de Ancoraca), dentro del cuadrángulo de Corongo. En este sector se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas (Ca 858), dispuestas en capas medianas a gruesas. En cuya matriz se distinguen cristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. Se encuentran intercalados con depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, dispuestas en capas gruesas, y flujos piroclásticos de cenizas con líticos centimétricos subangulosos. Al tope de este nivel se observan intercalaciones de depósitos de flujos de cenizas con lavas andesíticas.

En el sector de la Laguna Carhuacocha, Cerro Pampa Cancha (Suroeste de Huata) en el cuadrángulo de Carhuaz, se observa la misma secuencia que yace en discordancia sobre rocas intrusivas del Batolito de la Costa y formaciones Chulec y Pariatambo. En esta parte se distinguen también flujos piroclásticos de bloques y cenizas en capas gruesas de aspecto masivo, intercalados con flujos piroclásticos de cenizas con fragmentos líticos centimétricos, y lavas andesíticas que afloran al tope. En su conjunto, esta secuencia está intruida por cuerpos subvolcánicos andesíticos de textura porfírica.

En este sector la dirección predominante de flujo es de 10 a 15° al Suroeste y Sureste, en su conjunto esta unidad alcanza un espesor aproximado de 400 m.

Según su posición estratigráfica y las relaciones de campo se estima una edad Oligocena para la secuencia Sogopegan.

4.11.1 PETROGRAFÍA

a) Lavas

Macroscópicamente, estas lavas son masivas, afaníticas y presentan un color gris oscuro (Ca 857), Anexo 1.

Estas rocas tienen una textura traquítica a microlítica fluidal. La paragénesis mineral de estas lavas está constituido de fenocristales de plagioclasa, que son las más abundantes. Además algunas contienen abundantes microlitos de plagioclasa en la

matriz (Ca 857). En general los fenocristales y microlitos tienen formas euhedrales a subhedrales. Además, en algunas rocas las plagioclasas miden hasta 6 mm (Ca 857). Además se distinguen fenocristales de ortopiroxeno que aparecen casi siempre en equilibrio con la matriz y miden hasta 600 μm . En la muestra Ca 857 se distingue un cristal de piroxeno que reacciona con la matriz y tiene inclusiones de plagioclasa (Ca 857). Además en esta lava se distinguen moldes de fenocristales de anfíboles, que miden menos del 2%. Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 200 μm y predominan en la matriz. Estas rocas son de composición andesítica y presenta evidencias de mezcla de magma.

En algunas de las muestras se distinguen minerales de alteración: arcillas (Ca 857).

b). Depósitos de flujos piroclásticos

b.1 Flujos de cenizas

Corresponden a depósitos de flujos masivos y soldados (Ca 853), Fig. 7.3, que presentan una textura vitroclástica. Dentro del depósito se distinguen fenocristales fragmentados y fragmentos líticos heterogéneos de tamaños centimétricos incluidos dentro de una matriz vítrea.

Entre los fenocristales se distinguen a la plagioclasa de forma subhedral y anhedral, que mide hasta 1.0 mm. También se distinguen fenocristales de anfíbol que miden hasta 1 mm. Algunos anfíboles presentan bordes delgados de óxidos. Además en esta roca se distinguen óxidos ferro-titaníferos presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 300 μm . Estos flujos son de composición andesítica.

b.2 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos están constituidos de bloques andesíticos juveniles de textura porfírica (Ca 858) y fragmentos líticos lávicos de tamaños milimétricos y centimétricos, englobados dentro de una matriz vítrea.

Los bloques juveniles presentan fenocristales que miden hasta 1.2 mm (Ca 859). Entre los fenocristales se distingue a la plagioclasa de forma subhedral y euhedral que miden hasta 1.2 mm. También se distinguen fenocristales de anfíbol, de forma subhedral y euhedral. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes principalmente como microcristales en la matriz.

En la matriz del flujo se distinguen minerales fragmentados y microlitos, principalmente de plagioclasa. Estos fenocristales de plagioclasa miden menos de 600 μm . Algunos se encuentran zonados. Además, en estas rocas se distinguen moldes de anfíbol. Óxidos que miden menos de 200 μm . En estas rocas a veces se distinguen minerales secundarios como carbonatos, arcillas. Estas rocas son de composición andesítica.

4.12 VOLCÁN SALPO

Localizado aproximadamente a 3 km al Sur del poblado de Salpo, en el cuadrángulo de Salaverry (17f) – cuadrante I. Coordenadas geográficas: 78° 35' O, 7° 57' S.

Se encuentra parcialmente cubierto por depósitos de flujos piroclásticos riolíticos subhorizontales generados durante el colapso de la Caldera Carabamba, aflorando solamente sus depósitos del sector Norte. Estos depósitos sobreyacen en discordancia angular a las areniscas de la Formación Punta Moreno del Grupo Chicama (Foto 4.23).

El volcán Salpo está conformado por flujos de lava y depósitos de flujos piroclásticos, emplazados al menos en tres etapas evolutivas. Los depósitos que conforman la primera etapa evolutiva afloran en la localidad de Chanchacap. Consisten de lavas andesíticas, porfíricas, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno (Ca 511). Cada capa de lava tiene un espesor que varía de 50 a 100 m.



Foto 4.23. Vista del sector Noreste del volcán Salpo (Cerro Tranca), conformado por una intercalación de flujos de lava andesítica y flujos piroclásticos (1). Sobreyacen en discordancia angular los depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba (2). Ambas secuencias volcánicas cubren en discordancia angular a las areniscas de la Formación Punta Moreno.

La segunda etapa evolutiva está caracterizada por una secuencia de flujos piroclásticos de pómez y cenizas soldados, visibles en inmediaciones del poblado de Cotra. Estos depósitos son de coloración gris verdosa; en la matriz se han identificado cristales de cuarzo y plagioclasa. Asimismo, en la carretera de Chanchacap a Salpo, se ha identificado depósitos de flujos piroclásticos de cenizas y flujos de pómez y cenizas de coloraciones gris violáceas emplazados en este periodo. Estos últimos flujos poseen pómez densas, de tamaños centimétricos, y fragmentos líticos lávicos, oxidados; en la matriz se distinguen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, óxidos y líticos de tamaños milimétricos.

Sobreyaciendo a las secuencias antes descritas, se tienen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, con fragmentos líticos juveniles de tamaños centimétricos a decimétricos, incluidos dentro de una matriz que contienen cristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. Los flujos tienen direcciones de flujo de 40° hacia el Noreste. En el sector del río Moche, entre los caseríos de Pueblo Nuevo y Muraypampa, estos depósitos de flujos de bloques y cenizas, están cubiertos por lavas pertenecientes al volcán Urpillao y por depósitos piroclásticos de la Caldera Carabamba (Foto 4.24). Los depósitos piroclásticos pertenecientes a la segunda etapa evolutiva, conforman un espesor total de 400 m.

La tercera etapa evolutiva del volcán Salpo está representada por lavas andesíticas afíricas, moderadamente silicificadas, con cristales de plagioclasa y piroxeno. Los flujos de lava están cortados por vetas de cuarzo. Tienen un espesor observable de 60 m.



Foto 4.24. Vista del Río Moche – Caserío de Maynapall donde se distinguen flujos piroclásticos gris violáceos pertenecientes al volcán Salpo (1), consistentes principalmente en depósitos de flujos de cenizas. Sobreyacen lavas andesíticas procedentes del volcán Urpillao (2). Los depósitos flujos piroclásticos del volcán Salpo están cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba (3).

En cuanto a su edad, por sobreyacer discordantemente a las rocas intrusivas del Batolito de la Costa, e infrayacer a los depósitos piroclásticos pertenecientes a la Caldera Carabamba se le asigna una edad correspondiente al Oligoceno.

4.12.1 PETROGRAFÍA

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 511).

Estas rocas tienen texturas porfíricas y microlíticas fluidales (Ca 511). Presentan fenocristales y microlitos que miden entre 100 μm y 2 mm. Entre los fenocristales se distinguen a la plagioclasa que es la más abundante; ellas son euhedrales a subhedrales. Los microlitos están en forma de agujas y en considerable porcentaje. Los fenocristales de ortopiroxeno tienen forma subhedral y euhedral y miden menos de 400 μm (Ca 511). Estos minerales aparecen casi siempre en equilibrio con la matriz. Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 300 μm y están presentes principalmente en la matriz. En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas, clorita. Estas rocas son de composición andesítica.

4.13 VOLCÁN SAN PEDRO

Restos del volcán San Pedro están localizados 12 km al Suroeste del poblado de Uningambal. En el límite de los cuadrángulos de Salaverry (17-f) - cuadrante II y Santiago de Chuco - cuadrante III. Coordenadas geográficas: 78° 30' O, 8° 20' S. Altitud de 2804 msnm.

Su base está constituida principalmente por lavas andesíticas (Ca 199, 212, 213, 214, 222), de textura porfírica, que contienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos, dispuestos en capas que miden entre 30 - 40 m de espesor. Las capas buzan entre 20° a 25° al Noreste. Estas lavas (Ca 284, 295, 510) en la parte superior están intercaladas con algunos niveles de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas (Foto 4.25). Las lavas en la quebrada Carrizal (Suroeste del sector de San Pedro) yacen discordantes a las rocas intrusivas granodioríticas del Batolito de la Costa (Fig. 4.7).

Asimismo, en la quebrada Carrizal estos depósitos están intruidos por vetas de cuarzo lechoso que miden de 2 a 4 m de espesor, con presencia de óxidos, con rumbo predominante de dirección N 50°O y buza 30 a 45° al Noreste. En total, el espesor de la secuencia inferior se estima en 300 m.

Fig. 4.7 CENTRO VOLCÁNICO SAN PEDRO
Sector San Pedro - Cocaída

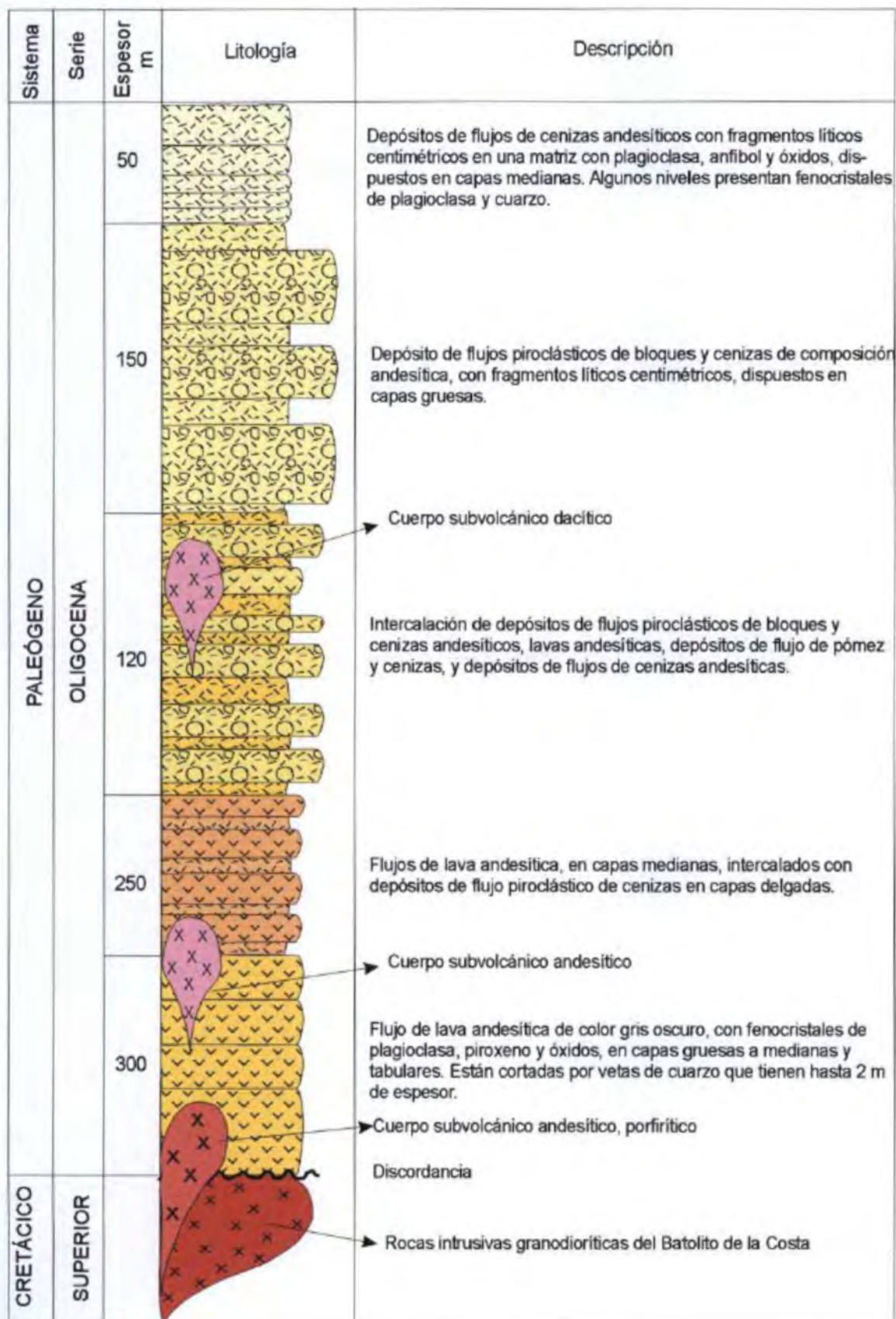




Foto 4.25. Vista del sector Noreste del volcán San Pedro (sector de Cerro Tallota), conformado por flujos de lava andesítica dispuestas en capas gruesas (1), cubiertas por una intercalación de depósitos de flujos de cenizas y lavas andesíticas (2).

Cubriendo a la unidad anterior se tiene una gruesa intercalación de flujos piroclásticos entre ellos: depósitos de flujos piroclásticos de cenizas (Ca 502), flujo piroclástico de pómez y cenizas, flujos de bloques y cenizas, y algunos niveles de lava andesítica gris oscura dispuestas en capas medianas a delgadas (Ca 199). Los depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas están dispuestos en capas gruesas. Mientras que los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas poseen bloques juveniles de hasta 8 cm de diámetro. Estos bloques son angulosos y están constituidos de fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y óxidos. Los flujos son de color gris, dispuestos en niveles masivos de 4 a 20 m de espesor que buzan 10° al NO. En total esta secuencia mide más de 120 m de espesor. También están intruidos por cuerpos subvolcánicos dacíticos.

Cubriendo a toda la secuencia anterior, en el sector de Cerro Cocaida (Suroeste de Unimganbal), afloran depósitos de la última fase eruptiva de este volcán, conformado por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas andesíticos, y flujos piroclásticos de cenizas andesíticos con fragmentos líticos centimétricos dispuestos en capas con que varían de 0.5 a 5 m de espesor. Los flujos de bloques y cenizas presentan bloques juveniles andesíticos y en la matriz se distinguen fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Mientras que en algunos niveles de los flujos de cenizas se observan fenocristales de plagioclasa y anfíbol (Ca 509). El espesor aproximado de esta última secuencia es de 200 m (Foto 4.26).

En general para toda la secuencia volcánica San Pedro se estima en más de 650 m de espesor.



Foto 4.26. Sector Oeste del volcán San Pedro (zona de Cocaída), en donde se distinguen intercalaciones de flujos de lava andesítica y depósitos piroclásticos de flujos de cenizas (1). Cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, y flujos piroclásticos de bloques y cenizas considerados como nivel superior del volcán San Pedro ((2).

Los depósitos del volcán San Pedro sobreyacen rocas intrusivas del Batolito de la Costa al Oeste y al Este están sobre la secuencia volcánica Huaraday e infrayacen a las ignimbritas de la caldera Carabamba emplazada hace más de 27 Ma, por lo que se le asigna una edad Oligoceno. En el sector de Mulala y Huasochugo están cubiertos por depósitos piroclásticos de la caldera Calamarca que miden aproximadamente 280 m de espesor.

4.13.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos emitidos por este volcán se distinguen lavas y depósitos de flujo de cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 199, 209, 212, 213, 214, 215, 222, 284, 295, 510), Anexo 1.

Estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica dentro una matriz vítrea (Ca 199, 215). Presentan fenocristales que miden entre 100 μm y 3 mm. Entre los fenocristales se distinguen a las plagioclasas que son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales. Algunas están zonadas (Ca 212, 510) y alcanzan a medir 2.5 mm (Ca

199). También se distinguen fenocristales de anfíbol bruno de forma subhedral, y mide hasta 1 mm (Ca 209, 213, 215). Algunos anfíboles presentan bordes delgados de óxidos (Ca 209) y otros están totalmente reemplazados en óxidos (Ca 295). En algunas rocas se distinguen fenocristales de olivino de forma subhedral (Ca 199). El clinopiroxeno y ortopiroxeno tienen formas subhedrales y euhedrales y miden menos de 400 μm (Ca 199, 212, 213, 214, 222). En algunas muestras los fenocristales de ortopiroxenos miden hasta 3 mm. Estos minerales aparecen casi siempre en equilibrio con la matriz. Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 300 μm están presentes principalmente en la matriz. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 284, 510), calcita (Ca 214, 215), clorita (Ca 222) y cuarzo secundario (Ca 284, 295, 510).

b) Depósito de flujo piroclástico

b.1 Flujos de cenizas

Corresponden a flujos masivos (Ca 502, 509), que en general presentan una textura vitroclástica. Contienen entre 30 - 40 % de fenocristales fragmentados que miden menos de 3.0 mm y fragmentos líticos dentro de una matriz vítrea.

Estos depósitos presentan fenocristales de plagioclasa subhedral y anhedral, a menudo de forma tabular que miden hasta 3 mm. También fenocristales de ortopiroxeno de hasta 1 mm de forma subhedral. Clinopiroxeno de hasta 400 μm de forma subhedral. También se distingue un grueso cristal de anfíbol de hasta 6 mm de largo (Ca 509). Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 600 μm y están presentes en forma de microcristales en la matriz. En rocas de composición intermedia, donde no se distinguen clinopiroxenos u ortopiroxenos, se distinguen fenocristales de biotita, que están completamente reemplazada a óxidos. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de calcita (Ca 207).

4.14 SECUENCIA PACHACHACA

Se localiza en ambos márgenes del río Pachachaca (10 km al Sureste de Julcan), y en la quebrada La Vega (Sureste de Calamarca), dentro del cuadrángulo de Santiago de Chuco - cuadrante III.

La secuencia Pachachaca presenta tres niveles bien diferenciados: el primer nivel está constituido de varias capas de lavas andesíticas con fenocristales de plagioclasa, piroxeno, y óxidos de Fe-Ti, de color gris oscuro a gris verdoso (cloritizado), intercalados con algunos niveles de flujos piroclásticos de cenizas. Estos últimos contienen cristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. En total esta unidad tiene aproximadamente 150 m de espesor (Foto 4.27).

Seguido y en ligera discordancia yace un segundo nivel constituido por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas con fragmentos líticos centimétricos (< 5%), y flujos piroclásticos de bloques y cenizas andesíticos, dispuestos en capas medianas a gruesas, y de aspecto masivo. Estos flujos tienen colores gris verdoso a violáceo, también se intercalan algunos niveles delgados de lavas que alcanzan más de 200 m de espesor.

En ambos márgenes del río La Vega afloran lavas andesíticas del tercer nivel que cubren en ligera discordancia a la secuencia anterior. Estas lavas andesíticas de textura afanítica contienen fenocristales de plagioclasa y piroxeno, y están dispuestas en capas delgadas.



Foto 4.27 Vista panorámica de flujos piroclásticos de la secuencia Pachachaca (1) infrayaciendo a los flujos piroclásticos de la caldera Calamarca I (2), localizados en la Qda. Pachachaca.

El tope de la secuencia Pachachaca infrayace discordante a la secuencia Calamarca I, mientras que más al sur (curso inferior del río Pachachaca) están cubiertas por los flujos piroclásticos de la caldera Carabamba. La edad que se estima para esta unidad es Oligoceno, por la posición estratigráfica infrayacente a los depósitos de flujos piroclásticos de la caldera Carabamba datada en más de 27 Ma.

4.15 CALDERA CARABAMBA

La parte central de la caldera se localiza 6 km al Suroeste del pueblo de Carabamba, en el cuadrángulo de Salaverry (17f) - cuadrante I. Coordenadas geográficas: 78° 37' O, 8° 07' S. Altitud de 3400 msnm.

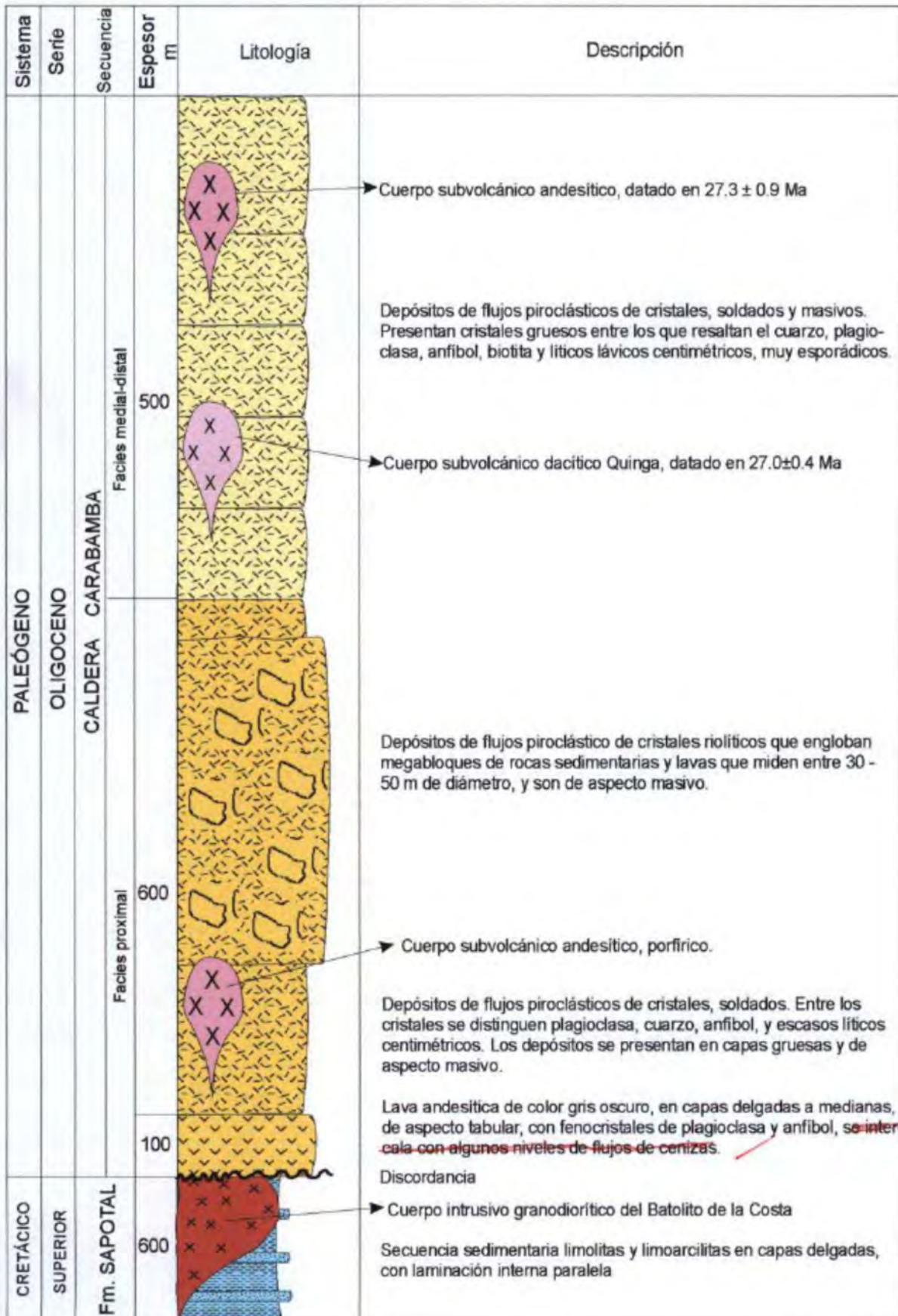
Corresponde a una de las calderas más antiguas y erosionadas distinguidas dentro del área de estudio, localizada al SE del poblado de Carabamba, inmediaciones de San Ignacio y C° Mollepuquio. Los depósitos emitidos durante la formación de esta caldera consisten en flujos piroclásticos de cristales riolíticos, soldados, que yacen en el sector Oeste del área (Las Cautivas) sobre rocas intrusivas del Batolito de la Costa (Fig. 4.8), y rocas sedimentarias del Grupo Chicama, Formación Tinajones y secuencia volcánica San José, mientras que al Este descansan sobre la secuencia volcánica San Pedro.

Se han diferenciado dos niveles: el primer nivel, localizado en el sector Las Cautivas conformada en la base por una secuencia restringida de lavas andesíticas que hacen parte de un volcán completamente erosionado de más de 100 m de espesor, seguido por una gruesa secuencia de flujos piroclástico de cristales soldados, riolíticos, donde resaltan cristales de plagioclasa, cuarzo, y escasos líticos lávicos centimétricos. Asociados a estos últimos depósitos se distinguen en la zona de C° Mollepuquio, curso inferior del río La Vega, confluencia de las Quebradas Motilón y Cortadera, megabloques de rocas sedimentarias: calizas, limolitas, areniscas cuarzosas pertenecientes a rocas del substrato y lavas andesíticas probablemente pertenecientes al Grupo Casma; englobados dentro de una matriz de flujos piroclásticos rico en cristales, soldado, de composición riolítica. Esta zona correspondería a los depósitos emitidos en la facies proximal de la caldera (Foto 4.28). El espesor total de los depósitos emplazados en la primera fase es de aproximadamente 600 m.



Foto 4.28. Megabloque de caliza y margas (1) englobado dentro de flujos de cristales riolítica de la Caldera Carabamba (2) ubicada en el sector de las Cautivas al Sureste de Carabamba.

Fig. 4.8 SECUENCIA PIROCLÁSTICA DE LA CALDERA CARABAMBA
Sector de Carabamba, San Ignacio, Las Cautiva y Huacapongo



El segundo nivel corresponde a una gruesa secuencia de flujos piroclásticos de cristales (Ca 210, 220, 235, 238, 242, 393, 418), de aspecto masivo y de composición riolítica; observándose en la matriz gruesos cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol, y óxidos, en general con poco contenido de fragmentos líticos lávicos (<6%) y sedimentarios (<1%) de tamaños centimétricos (Foto 4.29). El cuarzo está presente entre 50 y 60%. Estos depósitos corresponderían a facies mediales y distales visibles en los sectores de Cuyquin, Sureste de Carabamba, Cocaida (San Pedro), Salpo, Otuzco y Bellavista, donde alcanzan espesores que varían de 300 a 500 m.

En algunos sectores, los depósitos de flujo piroclásticos forman superficies de colinas de 80 a más de 280 m de altura, y en ciertos sectores, como en las Cautivas son cortados por quebradas profundas.

En el sector del río Moche (inmediaciones del poblado de Otuzco), se distinguen depósitos de las facies distales que corresponden a flujos piroclásticos de cristales (Ca 512, 527, 543), con algunos niveles de flujos que contienen pómez densos, alterados. En estos sectores los flujos piroclásticos riolíticos están dispuestos en capas masivas de 8 - 20 m de espesor, en total miden 220 m.



Foto 4.29. Detalle del flujo piroclástico de cristales de la Caldera Carabamba localizado al oeste del Poblado de Carabamba. En la matriz se distinguen fenocristales de cuarzo, plagioclasa, y anfíbol; y fragmentos líticos lávicos andesíticos de tamaños centimétricos.

Estos flujos piroclásticos riolíticos se prolongan hasta la zona de Julgueda (aproximadamente 30 km al NE de su fuente), en donde decrece hasta un espesor de 50 m. En este sector sobreyacen areniscas y conglomerados de la Formación Huaylas.

Los flujos piroclásticos riolíticos de la caldera Carabamba están intruidos por cuerpos subvolcánicos dacíticos, Asimismo infrayacen a los depósitos flujos piroclásticos de bloques y cenizas del volcán Urpillao - Rushos (Otuzco), a flujos piroclásticos de la caldera Calamarca, y a la secuencia volcánica Santa Rosa.

La caldera debe su origen a una erupción ignimbrítica de gran magnitud que culminó con el emplazamiento de gruesas y extensas secuencias de flujos piroclásticos riolíticos visibles en el área de Carabamba y alrededores. La edad que se le asigna es Oligoceno, debido a que es intruida por un cuerpo subvolcánico Quinga datado por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre anfíbol en 27.0 ± 0.4 Ma (Tabla 1) y otro cuerpo subvolcánico datado por el método K/Ar en roca total en 27.3 ± 0.9 Ma (Tabla 2). Además infrayacen secuencias del volcán Paccha - Uromalqui datadas en 30 Ma.

4.15.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos emitidos durante la formación de la Caldera Carabamba se distinguen depósitos de flujos de cenizas.

a) Depósito de flujo piroclástico

a.1 Flujos de cenizas

Estos depósitos son masivos, soldados y presentan texturas eutaxítica y vitroclástica (Ca 218, 220, 235, 238, 242, 243, 392, 393, 395, 399, 418, 442, 512, 527, 528, 543, 545, 546, 547, 566, 567, 568, 571, 597, 598, 599, 604, 625, 626), Anexo 1. Dentro de estas rocas se distinguen vesículas poco alargadas e irregulares, que miden menos de 2 mm de diámetro y están en menos de 2%. Estas rocas poseen una matriz vítrea con microlitos y fenocristales fragmentados.

En estas rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa que son las más numerosas (30-40%). Estas plagioclasas tienen formas subhedrales, y miden menos 5 mm (Ca 537). Algunos fenocristales están zonados. También se distinguen fenocristales de cuarzo que miden hasta 5 mm. Estos están entre 20 - 30% y son de forma anhedral y subhedral. Fenocristales de cuarzo frecuentemente presentan golfos de corrosión y algunos presentan inclusiones fluidas. Los anfíboles frecuentemente desestabilizados en óxidos, miden hasta 2.5 mm y están en aproximadamente 5%. Fenocristales de biotita son de forma anhedral, miden hasta 2.5 mm, y están en aproximadamente 2%. Algunas se están alterando a clorita (Ca 418, 220). Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 600 μm y están presentes en forma de microcristales en la matriz. Estas rocas son de composición riolítica.

Además, se distinguen minerales secundarios: arcillas (Ca 566, 568), carbonatos (Ca 392, 393, 395, 540, 547) y cuarzo secundario (Ca 566, 598, 599, 625). En algunas muestras se distinguen esferulitas (Ca 242).

4.16 COMPLEJO VOLCÁNICO PACCHA - UROMALQUI

Corresponde a un complejo volcánico constituido de al menos tres estrato-conos alineados de SE-NO, parcialmente erosionados, localizados al norte y noreste de Carabamba y al suroeste de Julcán. Está dentro de los cuadrángulos de Salaverry (17f) – cuadrante I, y Santiago de Chuco (17g) – cuadrante IV, respectivamente. Coordenadas geográficas: 78° 32' O, 8° 04' S. Altitud de 4131 msnm. Este complejo volcánico ha mostrado una migración de su actividad hacia el sureste, siendo el volcán Paccha el más antiguo y Uromalqui el más reciente.

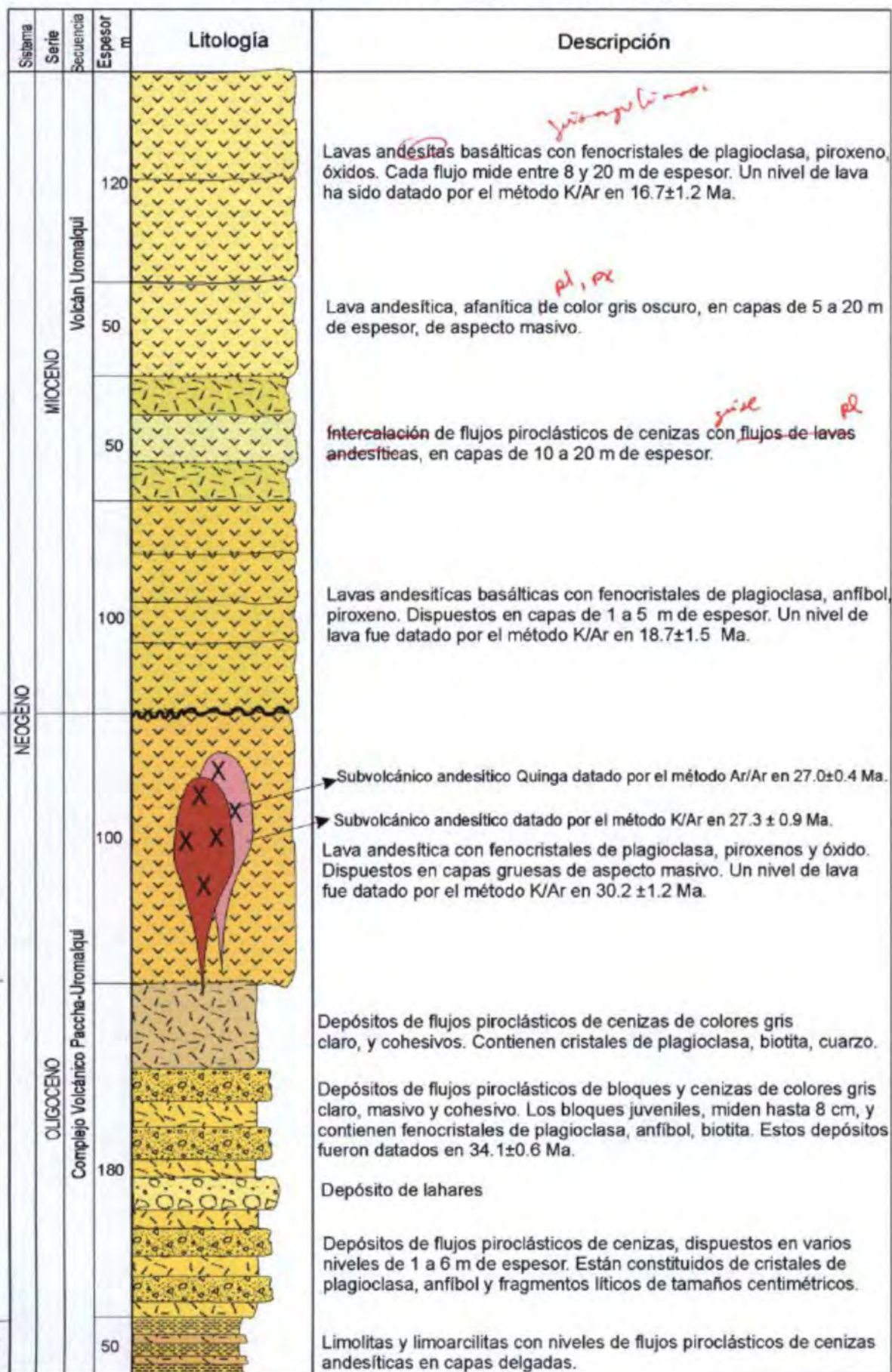
Se han reconocido hasta tres niveles bien diferenciados que corresponderían al volcán Paccha: el nivel inferior conformado por una secuencia sedimentaria de limolitas y limoarcilitas en capas delgadas, intercalados con flujos piroclásticos de cenizas andesíticas (Ca 563, 572), que alcanza un espesor aproximado de 50 m. Seguido del nivel medio que consiste de una gruesa secuencia de flujos piroclásticos de cenizas, flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y depósitos de lahares, en capas gruesas. Los flujos de cenizas son de composición andesítica, contienen cristales de plagioclasa, anfíbol, óxidos y líticos lávicos de tamaños centimétricos. Por su parte los flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Ca 430, 431) contienen fragmentos juveniles de hasta 15 cm de diámetro, en una matriz con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, dispuestos en capas gruesas y de aspecto masivo. Al tope se observan depósitos de flujos piroclásticos de cenizas dacíticas con cristales de plagioclasa, biotita y cuarzo (Ca 427, 524). En general el nivel inferior alcanza un espesor que varía de 150 a 300 m. En el sector de San Agustín se ha datado una muestra de flujo de bloques y cenizas por el método Ar/Ar en biotita en 34.1 ± 0.6 Ma.

El nivel superior está conformado por una gruesa secuencia de lavas andesíticas (Ca 81, 232, 233, 237, 267, 422) con fenocristales de plagioclasa, piroxenos, óxidos, y a veces anfíbol, de textura traquítica, dispuestas en capas gruesas de 5 a 10 m de espesor. Alcanzando un espesor total de más de 100 m. Una muestra de lava tomada del norte de Carabamba, en el cerro Pan de Azúcar, fue datada por el método K/Ar en roca total reportando una edad de 30.2 ± 1.2 Ma.

Asimismo, se distinguen cuerpos subvolcánicos andesíticos que cortan a los flujos lávicos como el Cerro Quinga (Foto 4.30) datado por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre anfíbol en 27.0 ± 0.4 Ma., y otro más al norte datado por el método K/Ar en roca total reporta una edad de 27.3 ± 0.9 Ma.

Los productos del volcán Paccha subyacen a los depósitos de flujos piroclásticos de las calderas Carabamba y Calamarca (Fig 4.9). En total toda la secuencia mide aproximadamente 380 m de espesor.

Fig.4.9 COMPLEJO VOLCÁNICO PACCHA - UROMALQUI
Sector Julcan, Uromalqui, Cerro Quinga



En base a las dataciones radiométricas se asigna para el volcán Paccha una edad Oligoceno inferior.

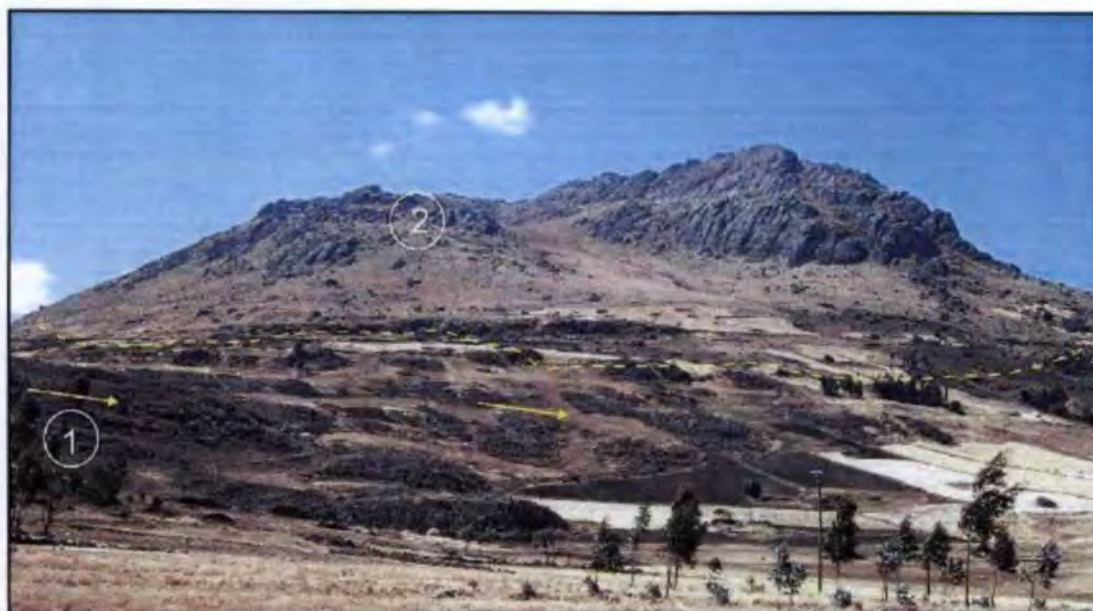


Foto 4.30. Cerro Quinga al Norte de Carabamba (cuadrángulo de Salaverry). En la base yacen lavas andesíticas del complejo volcánico Paccha – Uromalqui. Estas lavas son de color gris oscuras, tableadas con una dirección de flujo hacia el Noreste (1), cortados por cuerpo subvolcánico andesítico (2).

Entre los productos emitidos por el volcán Paccha se distinguen, depósitos de flujos de cenizas, y flujos de pómez y cenizas y lavas andesíticas.

4.16.1 PETROGRAFÍA

a) Lavas

El volcán Paccha está constituido por flujos de lavas andesíticas y andesitas basálticas que frecuentemente muestran disyunción columnar. Macroscópicamente, las lavas son afaníticas (Ca 81, 232, 233, 237, 267, 422), Anexo 1.

Estas rocas tienen una textura porfírica a traquítica. El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μm y 4 mm. La paragénesis mineral de estas lavas está constituido de fenocristales de plagioclasa; ellas son euhedrales a subhedrales. En algunas rocas las plagioclasas alcanzan a medir 4 mm (Ca 81). Algunas plagioclasas presentan inclusiones vítreas en sus bordes (Ca 81, 237) e inclusiones de microlitos de clinopiroxeno (Ca 237). El clinopiroxeno mide menos de 2 mm. En algunas rocas (Ca 237) se distinguen fenocristales de anfíbol que miden hasta 4 mm. Algunos de estos anfíboles están desestabilizados en óxidos. Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 1.0 mm, y están presentes en la matriz, y como inclusión en el clinopiroxeno y ortopiroxeno. Estas rocas son de composición andesítica y andesítica basáltica.

b) Depósitos de flujo piroclástico

b.1 Flujos de cenizas

Estos depósitos son masivos y coherentes (Ca 427, 524, 563, 572) que presentan una textura vitroclástica. Dentro de ellos se distinguen minerales fragmentados y fragmentos líticos lávicos incluidos dentro de una matriz fina. En general los cristales miden menos de 3.0 mm. Se distinguen dos tipos petrográficos: andesitas (Ca 563, 572) y dacitas (Ca 524).

En las andesitas y dacitas se distinguen fenocristales de plagioclasa subhedral a anhedral, a menudo de forma tabular que miden hasta 3.5 mm (Ca 524). Algunas plagioclasas se encuentran zonadas (Ca 524). Además se distinguen fenocristales de anfíbol completamente remplazados en óxidos. Los óxidos de hierro y titanio están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 800 μm (Ca 524).

Particularmente, en las dacitas se distinguen fenocristales de cuarzo de forma subhedral que miden entre 300 μm (Ca 427) y 2.0 mm (Ca 524). En una roca dacítica (Ca 524) se distinguen fenocristales de cuarzo y piroxeno. Estos últimos miden entre 100 - 300 μm . Esta muestra Ca 524 presenta evidencias de mezcla de magmas.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: clorita, arcillas, y carbonatos.

b.2 Flujos de pómez y cenizas

Estos depósitos constan de pómez blanquecinas, poco vesiculadas incluidas dentro de una matriz de cenizas (Ca 430, 431). Las pómez presentan una textura eutaxítica. La matriz es vítrea donde se distinguen vesículas de formas irregulares, menores de 200 μm de diámetro.

En las pómez los fenocristales de plagioclasa son de formas subhedrales y anhedrales y miden hasta 1.0 mm (Ca 430). Además se distinguen fenocristales de anfíbol de formas subhedral que miden menos de 1 mm. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 350 μm . Estos flujos son de composición andesítica.

4.17 VOLCÁN ULTO CRUZ – TICAS

Localizado a 14 km al Este-Noreste de la localidad de Santa Ana, en el cuadrángulo de Santa Rosa (18g) – cuadrante II. Coordenadas geográficas: 78° 07' O, 8° 51' S. Altitud de 4649 msnm.

Corresponde a un centro volcánico bastante erosionado, emplazado sobre rocas intrusivas del Batolito de la Costa hacia el Oeste y Sur, y sobre secuencias sedimentarias mesozoicas al Este (Foto 4.31). El volcán está conformado por depósitos de flujos piroclásticos y flujos de lava, que evidencian más de tres niveles emplazados en tres etapas evolutivas (Fig. 4.10).

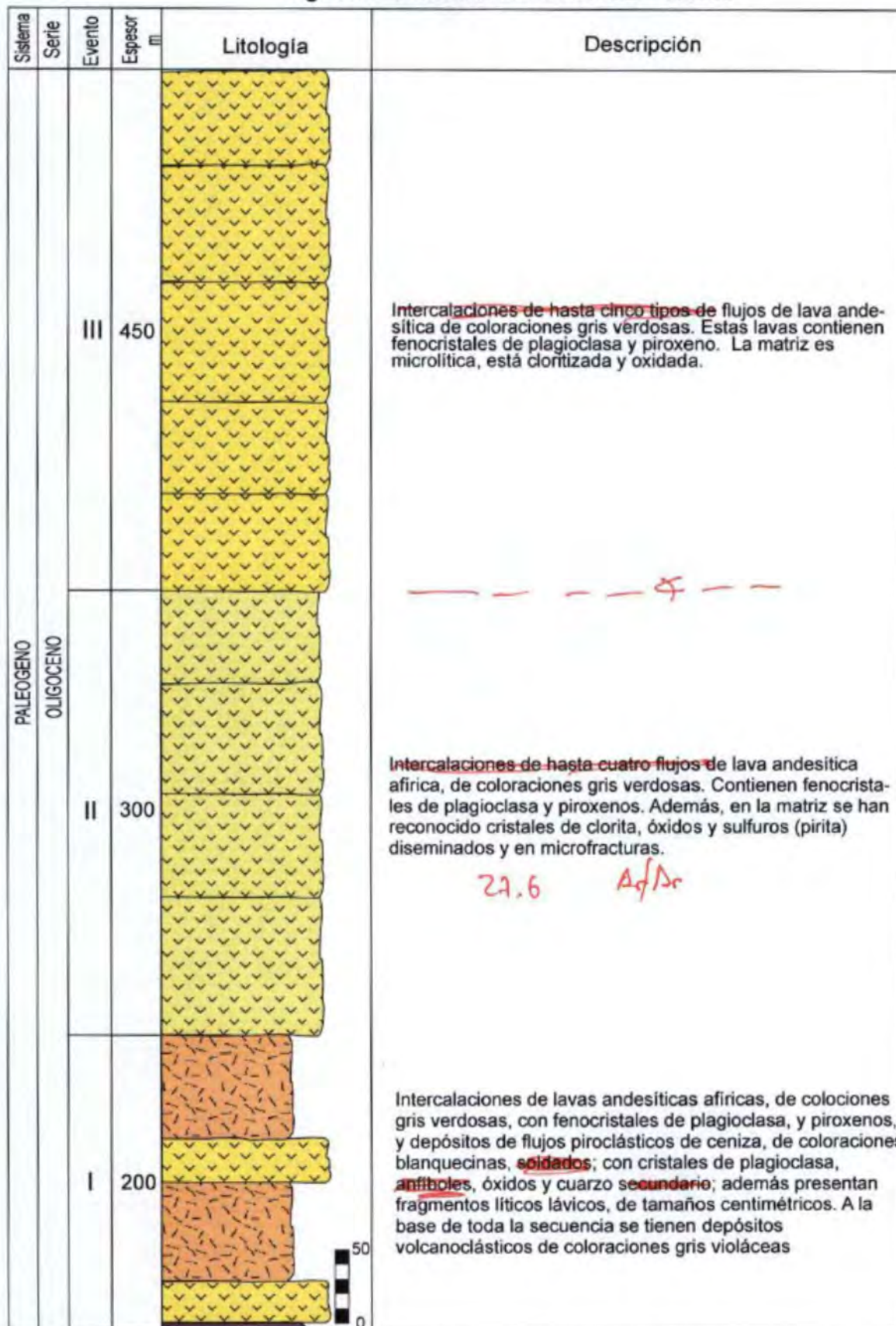


Foto 4.31. Vista del sector Norte del volcán Ulto Cruz-Ticas (1) conformado por flujos piroclásticos y lavas (Caserío de Tranca). No se observa la relación estratigráfica con los depósitos del volcán Macón (2) probablemente porque los depósitos del Batolito de la Costa (3) actuaron como altos topográficos. Los depósitos del volcán Ulto Cruz-Ticas sobreyacen discordantemente a la Formación Carhuaz (4). Rellenando el actual valle de Macate, se reconocen los depósitos de avalanchas de escombros (5) provenientes del colapso gravitacional del sector Este del volcán Macón.

La primera etapa evolutiva está representada por lavas reconocidas en la base del volcán Ulto Cruz-Ticas. Estas lavas son de composición andesítica (Ca 477, 478), tienen coloraciones gris verdosas, y dispuestas en capas de 25 m de espesor. Estas lavas están cubiertas por depósitos de flujos piroclásticos de ceniza (Ca 475), cuyos afloramientos son reconocidos en los alrededores del caserío de Callhuas. Estos flujos son blanquecinos, soldados y contienen cristales de plagioclasa, óxido y cuarzo secundario; con poco contenido de fragmentos líticos porfíricos centimétricos (menos del 5%). Estos depósitos tienen espesores comprendidos entre 6 y 14 m. Conjuntamente los afloramientos conforman un espesor total que varía entre 80 y 200 m.

La segunda etapa evolutiva corresponde a flujos de lava andesítica (Ca 479, 480), afírica y gris verdosa que contienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno, óxidos y pirita. En el sector de Quihuaypunta tiene una dirección de flujo de 30° - 35° al Suroeste; en Tocas 20° al Noroeste y en Tambar 35° al Noreste, constituyendo este último en el sector Oeste del volcán. El espesor total de estas lavas varía entre 90 a 320 m.

Fig. 4.10- VOLCÁN ULTO CRUZ - TICAS



Conformando la tercera etapa eruptiva, se distinguen varios niveles de flujos de lava, que sobreyacen en ligera discordancia erosional a los depósitos de la segunda etapa eruptiva. Estos flujos de lava son andesíticos porfíricos, gris verdosos, ligeramente cloritizados, con cristales milimétricos de plagioclasa y piroxeno. Sus direcciones de flujo son de 15° al Suroeste en el Cerro Ultu Cruz, y 20° al Sureste en los cerros Ventanilla y Ticas, donde rellenan un paleorelieve labrado en rocas granodioríticas del Batolito de la Costa (Foto 4.32). Conforman un espesor promedio de 450 m.



Foto 4.32. Sector Sureste del volcán Ultu Cruz - Ticas (Cerro Ticas), conformado por flujos lávicos andesíticos (1) que fluyeron hacia Sureste. Están relleno una paleosuperficie constituida por rocas intrusivas del Batolito de la Costa (2) y secuencias silico-clásticas del Mesozoico (3).

Sobreyace en discordancia erosional a los depósitos intrusivos de composición granodiorítica del Batolito de la Costa. Una muestra de flujo de lava del nivel inferior reporta una edad Ar/Ar de 27.6 Ma (Tabla 3), por lo se le asigna una edad correspondiente al Oligoceno.

4.17.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos estudiados tenemos: lavas y depósitos de flujos de cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris oscuro (Ca 477, 478, 479, 480).

Estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μm y 3.0 mm. La paragénesis mineral de estas lavas

consta de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y óxidos. Las plagioclasas de formas euhedrales a subhedrales son las más abundantes, estas alcanzan a medir 3 mm (Ca 479). También se distinguen fenocristales de clinopiroxeno (Ca 479). Fenocristales de ortopiroxeno son subhedrales y euhedrales y miden menos de 1.5 mm (Ca 479, 480). Fenocristales de anfíbol de formas alargadas que miden hasta 400 μm . A veces los fenocristales de anfíbol se encuentran desestabilizados y presentan bordes de óxidos (Ca 477, 478). Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 1.0 mm y están presentes, tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 478, 480), cloritas (Ca 478), zeolitas (Ca 480).

La matriz de la mayoría de muestras es vítrea, la cual engloba los minerales citados anteriormente, presentes en forma de microlitos, donde resalta principalmente la plagioclasa.

b) Depósitos de flujo piroclástico

b.1 Flujos de cenizas

Corresponden a depósitos piroclásticos masivos, poco cohesivos que presentan una textura vitroclástica (Ca 475). En estos depósitos la gran mayoría de minerales se presentan bastante fragmentados.

Estas rocas presentan cristales de plagioclasa subhedrales y anhedrales, a menudo de forma tabular, que miden menos 1.5 mm. Las plagioclasas están entre 30-40%. Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 600 μm . Estos están presentes en forma de microcristales en la matriz y como inclusiones en las plagioclasas. También se distinguen moldes de anfíbol, totalmente reemplazados en óxidos. Además se distinguen fenocristales de cuarzo de forma anhedral que miden hasta 1 mm, y están en 1%. Estas rocas son de composición dacítica.

Además se distinguen minerales secundarios: clorita, arcillas (Ca 475) y cuarzo secundario menores de 200 μm .

ETAPA 3: OLIGOCENO SUPERIOR - MIOCENO INFERIOR

4.18 VOLCÁN MACÓN

Ubicado a 10 km al Oeste del distrito de Macate, en el cuadrángulo de Santa Rosa (18g) – cuadrante II. Coordenadas geográficas: 78° 08' O, 8° 47' S. Altitud de 4288 msnm.

Corresponde a un centro volcánico erosionado con evidencias de haber sufrido un colapso gravitacional de su sector Este. Sus depósitos consistentes en flujos

piroclásticos y flujos de lavas reconocidos hacia los sectores Sur y Oeste (Foto 4.33), sobreyacen a las rocas del Batolito de la Costa, cubriendo y rellenando una paleo-superficie de erosión. Hacia su piedemonte Norte sobreyacen a los depósitos volcano-sedimentarios de la secuencia Tablachaca. Al Este, cubren a las pelitas de la Formación Carhuaz y en parte a las rocas intrusivas del Batolito de la Costa.

En el volcán Macón se han reconocido depósitos ligados a cinco etapas evolutivas (Fig. 4.11). La primera está conformada por intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, soldados, lavas andesíticas y depósitos volcanoclásticos. Estos depósitos tienen coloraciones gris violáceas. Corresponden a la parte basal del centro eruptivo. Sus afloramientos son reconocidos en el sector Norte del volcán. Se extienden hacia el Noroeste hasta las inmediaciones del Cerro Taullis. Tiene un espesor aproximado de 400 m.



Foto 4.33. Sector del caserío de Conchas que corresponde al sector Suroeste del volcán Macón. Conformado a la base por depósitos de flujos piroclásticos dacíticos soldados (1), cubiertos por flujos de lava andesítica (2) que constituyen el tope del volcán. Los depósitos volcánicos sobreyacen a las granodioritas pertenecientes al Batolito de la Costa; rellenando la paleo-superficie desarrollada en estas rocas (3).

Conformando la segunda etapa, se reconocen lavas andesíticas (Ca 753, 761), gris verdosas, en capas tabulares que sobreyacen a los depósitos anteriores. Estas lavas presentan fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Sus direcciones predominantes de flujo son de 25° - 30° al Suroeste y 15° al Noroeste, y se les reconoce en el Cerro Piña Pampa, Peña Caballo y Huacas. En total tienen 350 m de espesor.

En la tercera etapa se emplazó una secuencia piroclástica. Esta secuencia, a la base presenta depósitos de flujos de ceniza soldados con fragmentos líticos y lapilli acrecional; y cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. En la parte media se reconocen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas con fragmentos líticos, de

coloraciones gris blanquecinas, no soldados. Las pómez presentan fenocristales de cuarzo, plagioclasa y anfíbol. Estas pómez son densas y con tamaños centimétricos; mientras que los fragmentos líticos son lávicos y afíricos. La parte superior está conformada por depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas soldados, con pequeños fiammes. Las pómez son densas, centimétricas, contienen fenocristales de plagioclasa, cuarzo y anfíbol; y abundante contenido de fragmentos líticos lávicos. Sus afloramientos conforman la parte superior del Cerro Piñapampa y se les reconoce en la localidad de Conocuarmi. La secuencia tiene aproximadamente 300 m de espesor.

Durante la cuarta etapa evolutiva se emplazaron varios niveles de lavas andesíticas porfíricas (Ca 765, 759, 767), de coloraciones gris azuladas que yacen al tope del volcán. Estas lavas poseen fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Las direcciones de flujo son de 35° al Suroeste y 15° al Sureste. Sus afloramientos son reconocidos en los cerros Macón Norte y Sur, extendiéndose hasta las cercanías de Tocas. Conforman un espesor aproximado de 200 m.

La última etapa corresponde al emplazamiento de avalanchas de escombros ligados al colapso gravitacional del sector Este del volcán Macón. Este colapso está atestiguado por un escarpe (cicatriz) vertical y subanular identificado en los Cerros Macón. Depósitos de avalanchas de escombros rellenan el actual valle de Macate – Shacsha (Foto 4.34). Además, depósitos lacustrinos y terrazas aluviales colgadas, reconocidas en los sectores de los valles del Santa y Tablachaca; depositadas probablemente en pequeñas lagunas son debidas al represamiento de los paleoríos homónimos ocasionados por el colapso del sector Este del volcán. Los depósitos de avalanchas se les reconocen hasta 16 km al Noroeste, cerca de la localidad de Chuquicara. Estos depósitos consisten de megabloques de rocas sedimentarias (Foto 4.35) y volcánicas que conformaban el sustrato del volcán Macón, los cuales se encuentran deformados y fracturados. Probablemente se hayan originado por la extensión del sector Este como consecuencia del emplazamiento de un criptodomo que en este caso correspondería a la dacita porfírica del Cerro Callán. Los depósitos de avalanchas tienen un espesor máximo de 650 m medidos en la localidad de Eslabón.

Los depósitos del volcán Macon sobreyacen en ligera discordancia erosional a los depósitos de la secuencia Tablachaca y a las rocas intrusivas de composición granodiorítica del Batolito de la Costa. Una muestra de lava andesítica reporta una edad Ar/Ar de 24.9 ± 0.5 Ma (Tabla 3), por lo que se le asigna una edad correspondiente al Oligoceno.

Fig. 4.11 - VOLCÁN MACÓN

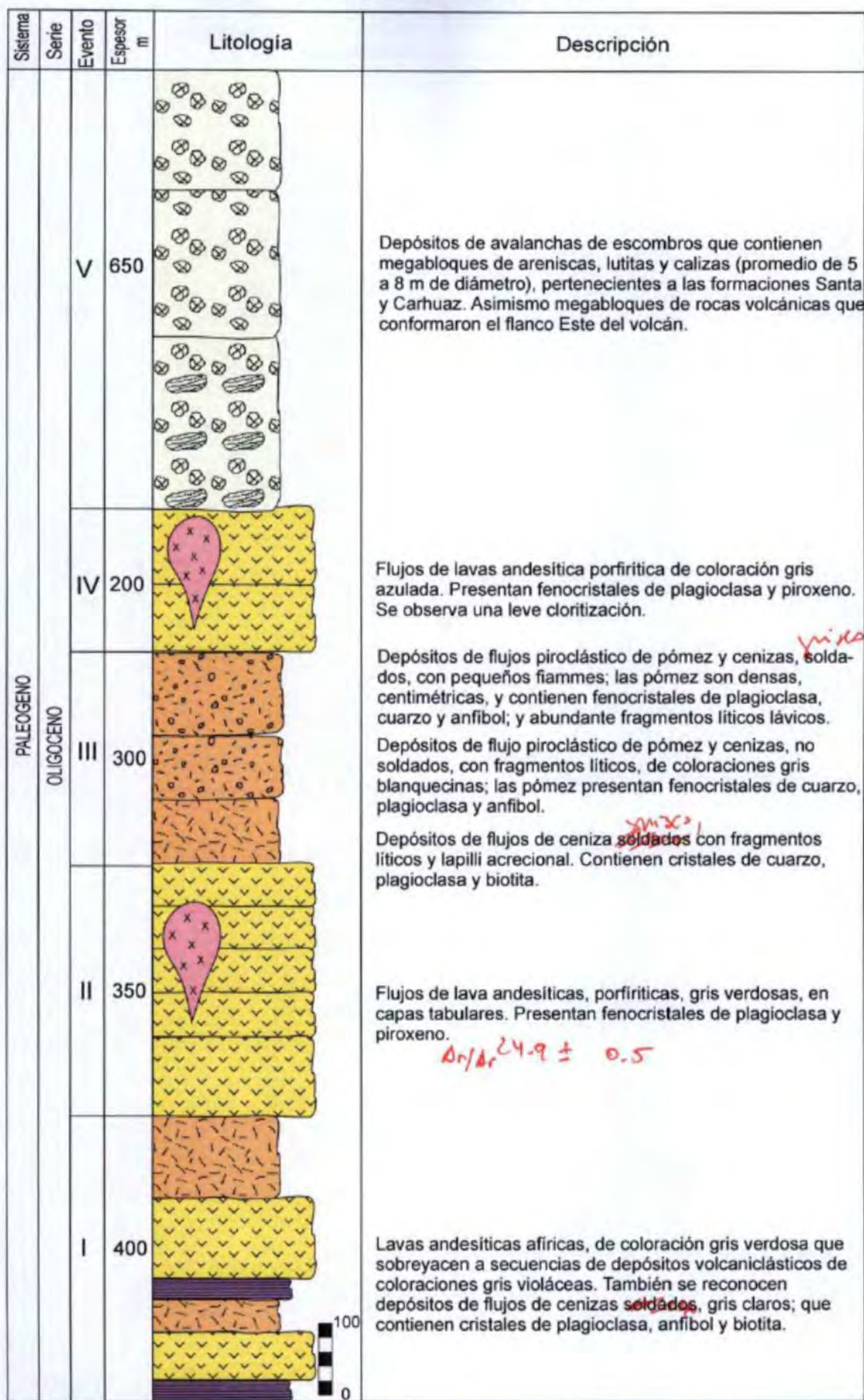




Foto 4.34. Vista del sector Noreste del volcán Macón (Caserío de Tranca). Al tope se distinguen flujos de lava andesíticas (1). La cicatriz del colapso gravitacional (línea discontinua) aún está preservada. Los depósitos de avalanchas de escombros (2) se encuentran rellenoando el actual valle de Macate - Shacsha, formando varios niveles de terrazas.

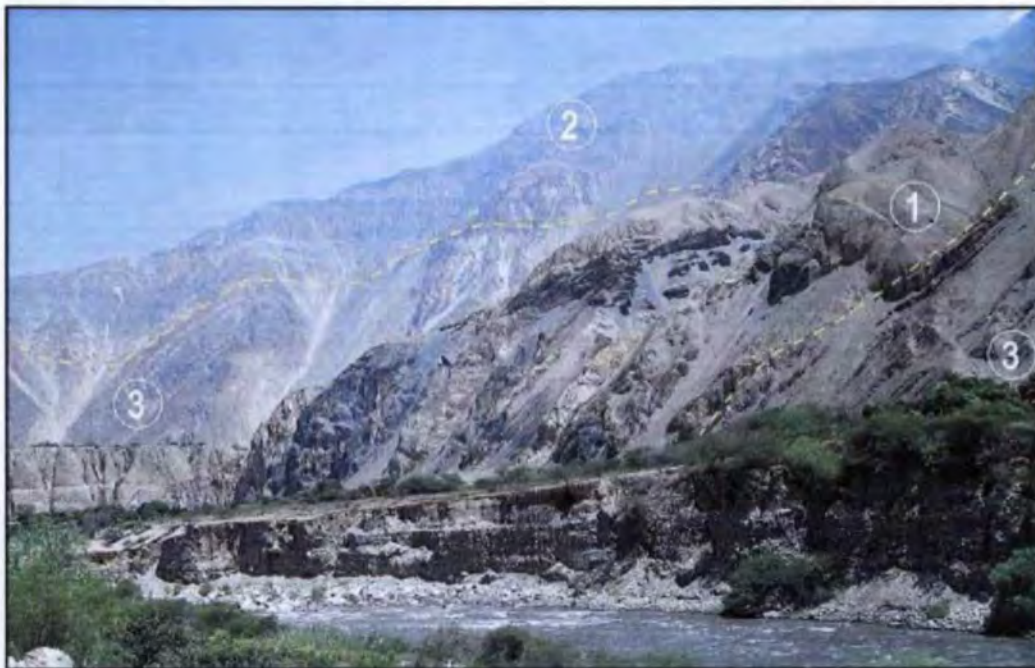


Foto 4.35. En el curso medio del río Santa (Caserío de Shacsha) se distinguen depósitos de avalanchas de escombros del volcán Macón (1), que contienen megabloques de rocas sedimentarias correspondientes a las formaciones Santa y Carhuaz, se encuentran rellenoando el actual cauce del río Santa. En la ladera derecha del valle se observan depósitos subhorizontales de la secuencia Tablachaca (2) que cubren discordantemente a la secuencia plegada de la Formación Carhuaz (3).

4.18.1 PETROGRAFÍA

a) Lavas

Macroscópicamente, estas lavas son masivas y presentan colores grises (Ca 753, 761, 765, 759, 767), Anexo 1.

Estas rocas tienen texturas porfíricas y traquíticas (Ca 753, 761, 765). En las rocas de textura porfírica (Ca 753, 761, 765) los fenocristales de plagioclasa son los más abundantes; ellos son euhedrales a subhedrales. En algunas rocas las plagioclasas miden hasta 2.5 mm (Ca 753). En las rocas de textura traquítica se distinguen abundantes microlitos de plagioclasa de 100 a 300 μm de formas alargadas en la matriz (Ca 759, 767). En algunas rocas se distinguen fenocristales de clinopiroxeno (Ca 761). Los clinopiroxenos son subhedrales y euhedrales y miden menos de 1 mm. También se distinguen fenocristales de ortopiroxenos que miden hasta 1.5 mm (Ca 761, 765). Los óxidos ferro-titaníferos que en su gran mayoría miden menos de 300 μm , y están principalmente presentes en la matriz. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas muestras (Ca 761) se distinguen aglomerados de plagioclasas, clinopiroxenos y óxidos. Así como, minerales de alteración: arcillas, cloritas (Ca 759) y cuarzo secundario.

4.19 VOLCÁN PIEDRA GRANDE

Localizado 10 km al Noreste del distrito de Huaranchal ($78^{\circ} 21' \text{ O}$, $7^{\circ} 39' \text{ S}$, a 4115 msnm). Se encuentra en avanzado estado de erosión y está intruido por cuerpos subvolcánicos principalmente dacíticos, que aparentemente han disectado al volcán, preservándose solo el sector Oeste del aparato. Estratigráficamente sus depósitos sobreyacen areniscas y conglomerados de la Formación Huaylas (Foto 4.36).

Según el estudio estratigráfico se han reconocido cinco niveles ligados a cinco etapas evolutivas (Fig. 4.12). El primer nivel está constituida por lavas andesíticas afíricas (Ca 459), gris verdosas, de 2 a 5 m de espesor, visible en el sector de Tres Piedras. Sobreyacen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas de coloraciones gris amarillentas, dispuestas en capas de 0.10 - 0.20 m de espesor. Los flujos muestran cristales milimétricos de plagioclasas y fragmentos líticos. Estos depósitos de flujos son reconocidos en el Cerro Peña Chivo (al NE de Huaranchal). El espesor en conjunto de este primer nivel es aproximadamente de 150 m.

4.16
Fig. 4.12 - VOLCÁN PIEDRA GRANDE

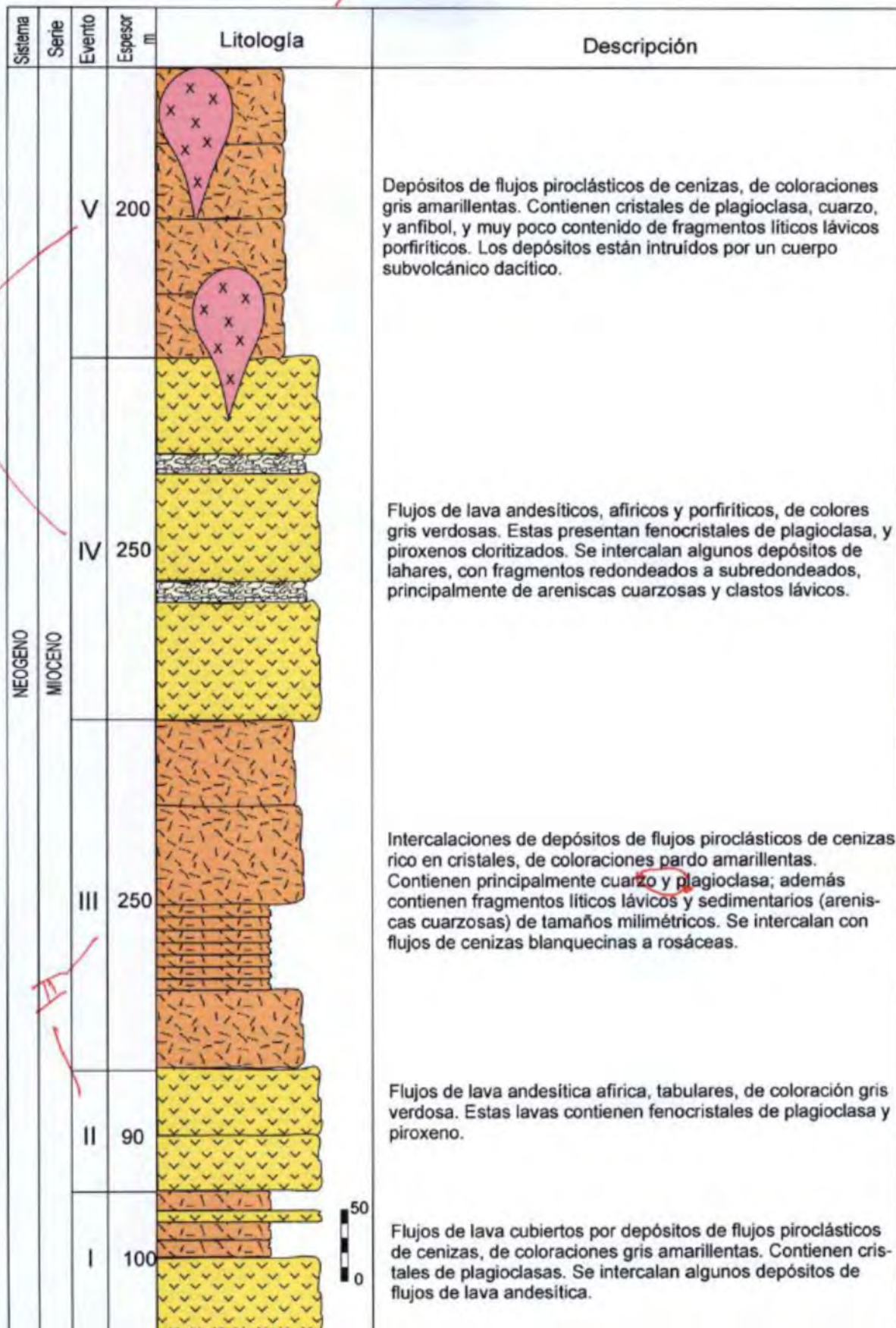




Foto 4.36. En el sector Tres Piedras se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas intercalados con flujos de lava (1) pertenecientes al volcán Piedra Grande. Sobreyacen en ligera discordancia erosional a conglomerados intercalados con areniscas y limolitas pertenecientes a la Formación Huaylas (2). Infrayacen en discordancia angular la secuencia silico-clástica y carbonatada del Aptiano - Albiano.

El segundo nivel está constituida de lavas andesíticas, afíricas, de coloraciones gris verdosas, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, estas últimas están cloritizadas. Conforman 90 m de espesor, en promedio. Estas lavas son también reconocidas en inmediaciones del Cerro Peña Chivo (al NE de Huaranchal).

Conformando el tercer nivel se depositaron flujos piroclásticos de cenizas que contienen cristales de cuarzo y plagioclasa (Ca 953), y fragmentos líticos lávicos y sedimentarios (areniscas cuarzosas) de tamaños milimétricos. Se intercalan con flujos piroclásticos de cenizas, los cuales muestran cristales de plagioclasa submilimétricos. Estos flujos están dispuestos en capas decimétricas de 0.5 a 0.6 m de espesor. Sus afloramientos corresponden a los cerros Piedra Grande y Cajamarca. Constituyen un espesor que varía entre 150 y 250 m.

El cuarto nivel está caracterizado por lavas andesíticas (Ca 954), con fenocristales de plagioclasa y piroxenos cloritizados; estas lavas tienen coloraciones gris verdosas. Se intercalan unos depósitos de lahares, que contienen bloques de areniscas cuarzosas y lavas. Se les ubica en inmediaciones del Cerro Los Fraylones y la Laguna Prieto (Foto 4.37), conformando aproximadamente 250 m de espesor.



Foto 4.37. Sector Suroeste del volcán Piedra Grande, conformado por flujos de lava andesítica pertenecientes a la cuarta etapa eruptiva (1), que sobreyacen concordantemente a depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas (2) del tercer nivel. Ambos depósitos están cortados por cuerpos subvolcánicos andesíticos (3). Estos depósitos volcánicos sobreyacen en ligera discordancia erosional a las capas de conglomerados de la Formación Huaylas (4).

Finalmente, en inmediaciones y conformando los cerros Derrumbo y Moncada se reconocen flujos piroclásticos de cenizas (Ca 952), con cristales de plagioclasa y cuarzo, de coloraciones gris amarillentas pertenecientes al quinto nivel. Tienen un espesor promedio de 200 m.

No se han reportado dataciones radiométricas en el área. Sin embargo, por sobreyacer capas conglomerádicas subhorizontales de la Formación Huaylas del Cretáceo superior – Paleógeno inferior, y por presentarse bastante erosionado, pero no plegado se establece una edad que correspondería al Oligoceno.

4.19.1 PETROGRAFÍA

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 459, 954).

Estas rocas tienen texturas porfíricas (Ca 459) y traquíticas (Ca 954). El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μm y 1.0 mm. La paragénesis mineral de estas lavas consta de fenocristales y microlitos de plagioclasas. Fenocristales de plagioclasas alcanzan a medir 1 mm. Los microlitos de plagioclasa son las más abundantes; ellas son euédrales a subédrales (Ca 954). También se distinguen fenocristales de ortopiroxeno

(Ca 459, 954). Algunos se encuentran meteorizados (Ca 954). Los óxidos ferro-titaníferos que miden menos de 1 mm y están presentes en la matriz, como en forma de inclusión en el ortopiroxeno y raramente en la plagioclasa. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 459, 954), carbonatos (Ca 954) y cuarzo secundario (Ca 954).

b) Depósitos de flujos piroclásticos

b.1 Flujo de cenizas

Estos depósitos son masivos y presentan texturas vitroclásticas (Ca 952, 953). Se distinguen dos tipos petrográficos: riolitas y dacitas.

En las riolitas se distinguen cristales fragmentados de plagioclasa, cuarzo y óxidos. Los fenocristales de plagioclasa son las más numerosas. Ellas tienen formas subangulosas a angulosas que miden hasta 1 mm (Ca 952). Algunos fenocristales de plagioclasa están zonadas. También se distinguen cristales de cuarzo de formas subangulosos y angulosos que miden hasta 1 mm. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 500 μm . Además se distinguen minerales secundarios: arcillas, carbonatos.

En las dacitas (Ca 953) se distinguen fenocristales de plagioclasa de formas subangulosos que miden hasta 600 μm . La mayoría de cristales de plagioclasa están alteradas. También se distinguen cristales de cuarzo que miden hasta 300 μm , y están en menos del 2%. Los óxidos están presentes en forma de microcristales dentro de la matriz. Además se distinguen vesículas en menos del 2%

4.20 SECUENCIA SANTA ROSA

Localizado al Oeste del poblado de Carabamba, en el cuadrángulo de Salaverry (17f) cuadrante I.

La secuencia volcánica Santa Rosa yace en discordancia a los depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba. En la base presenta depósitos de caída de lapilli pómez y cenizas, generados posiblemente durante una erupción pliniana. Estos depósitos están cubiertos por depósitos de lahares, y depósitos de caída de cenizas, finamente estratificadas, alcanzando en total aproximadamente 50 m de espesor.

Sobre los depósitos de caída piroclástica descansa una secuencia de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas dacíticas que contienen en la matriz cristales de plagioclasa, cuarzo, clorita y fragmentos líticos lávicos subangulosos que miden hasta 5 cm. Seguido de niveles de lahares y limolitas de color rojizo y verdoso, dispuestas en capas que

miden entre 0.1 a 1 m de espesor (Foto 4.38). Intercalados con niveles delgados de flujo de cenizas, en capas delgadas a medianas.



Foto 4.38. Alternancia de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas que contienen líticos centimétricos (1) y rocas volcanoclásticas y limolitas dispuestas en capas delgadas (2) pertenecientes a la secuencia San Rosa, localizado al Oeste del Poblado de Carabamba.

Cubriendo a los depósitos anteriormente nombrados, se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y flujos de pómez y cenizas, dispuestos en capas gruesas y masivas. Los flujos de bloques y cenizas presentan fragmentos juveniles que miden hasta 40 cm de diámetro (Foto 4.39), incluidos dentro de una matriz donde se distinguen cristales de plagioclasa, anfíbol, óxidos y minerales secundarios.

La edad que se le asigna es Oligoceno, debido a que yace a la secuencia volcánica Carabamba de hace más de 27 Ma.



Foto 4.39. En los alrededores del poblado de Santa Rosa (Carabamba) se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y lahares de aspecto masivo, en capas gruesas. Los primeros contienen fragmentos juveniles de hasta 40 cm de diámetro.

4.21 CALDERA CALAMARCA

El estudio geológico efectuado muestra la presencia de una caldera de colapso en el sector Suroeste del cuadrángulo de Santiago de Chuco, la cual posiblemente presentó varias fases, durante el cual se emplazaron principalmente tres secuencias piroclásticas: Secuencia Calamarca I, Secuencia Toritos y Secuencia Calamarca II, emplazadas en los sectores de Calamarca, Huaso y Unigambal.

Los depósitos de flujos piroclásticos cubren un área de más de 240 km² y provienen del sector Este (Los Toritos). El emplazamiento de estos flujos estaría ligado a la formación de una caldera de colapso, que fue erosionada y/o parcialmente cubierta por posteriores flujos piroclásticos. Restos del borde NE de la caldera están constituidos por secuencias de lavas visibles en el sector Los Toritos.

Entre los depósitos ligados al colapso de la caldera se tienen:

4.21.1 SECUENCIA CALAMARCA I

Ubicada 6 km al Este del poblado de Calamarca, en el cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) - cuadrante IV. Coordenadas geográficas: 78° 22' O, 8° 12' S. Altitud de 3600 msnm.

Corresponde a una secuencia gruesa estratificada de flujos piroclásticos de composición andesítica a dacítica (Fig. 4.13). La base aflora al Oeste de los poblados de Calamarca y

Huaso, donde sobreyace ligeramente discordante a la secuencia Pachachaca. En la base se tienen niveles de flujos de cenizas dacíticos dispuestos en capas medianas a gruesas (Ca 381, 382). Estos presentan cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo y líticos centimétricos predominantemente lávicos, alcanzando un espesor total de 30 m. Seguido de una gruesa secuencia de flujos de pómez y cenizas, rico en líticos centimétricos en capas medianas, poco cohesivos, intercalados con flujos de cenizas andesíticos que contienen líticos centimétricos. Las pómez son fibrosas y están en un 20%. Alcanzan un espesor total de más de 200 m.

Posteriormente, se depositaron flujos de cenizas andesíticas (Ca 226, 507), en capas medianas a gruesas de color verde y violáceo, en cuya matriz se observan fenocristales de plagioclasa, anfíbol y líticos de tamaños centimétricos. Al Este de Uningambal se observa la parte superior conformado por depósitos de lahares de aspecto masivo, en capas gruesas, lenticulares de 5 a 20 m de espesor, seguido de una secuencia de flujos de cenizas dacíticas (Ca 379) de capas de 4 a 16 m de espesor, de color brunáceo. Contienen cristales de plagioclasa, anfíbol y poco cuarzo. Al tope se tiene un depósito de pómez y cenizas soldado (Ca 373, 377), cuyas pómez son fibrosas y están hasta en un 30% y líticos menores de 2 cm. En la matriz se distinguen cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo, y arcillas. Estos depósitos también afloran en los sectores de Canraz y Shulgan. En general, estos depósitos se presentan ligeramente plegados.

Actualmente, toda esta secuencia cubre un área mayor a 100 km². Al sur yace en discordancia a los flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba, secuencias San Pedro y Huaraday, respectivamente, mientras que al Oeste los flujos yacen discordantemente a la secuencia Pachachaca. Infrayacen ligeramente discordante a la secuencia piroclástica Calamarca II, mientras que al Este infrayace a la secuencia Toritos. En total alcanzan un espesor aproximado de 400 m (Fig. 4.13).

El emplazamiento de estos flujos estaría ligado a un colapso de caldera, la cual posteriormente fue erosionada y cubierta parcialmente por flujos piroclásticos. Los bordes de la caldera lo constituyen secuencias de lavas que yacen en las parte altas (zona de Copin, al Oeste de Santiago de Chuco).

Los flujos de la Secuencia Calamarca I alrededores del poblado de Huaso tienen una dirección de flujo de 10° a 15° al Sureste (Foto 4.40).

Fig 4.13 SECUENCIA CALAMARCA I
Sector Calamarca, Huaso, Uningambal y Toritos

Sistema	Serie	Secuencia	Espesor m	Litología	Descripción		
PALEÓGENO	OLIGOCENO	CALAMARCA I	50		Depósitos de flujo piroclástico de pómez y cenizas, cohesivo. Las pómez son fibrosas y están hasta en un 30%. En la matriz se distinguen cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo (menor al 5%). Los líticos son menores de 2 cm.		
			80		Depósitos de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas, dispuestas en capas de 4 a 16 m de espesor, de aspecto masivo de color brunáceo. En la matriz presentan cristales de plagioclasa, cuarzo (menos del 5%) y óxidos.		
			30		Depósito de lahares en capas gruesas y de aspecto masivo, con fragmentos líticos que miden hasta 40 cm.		
			150		Depósitos de flujo piroclástico de cenizas andesíticas, con líticos centimétricos <i>levinos, capas medianas a gruesas</i>		
			200		Depósitos de flujo piroclástico de pómez y cenizas, <i>fragmento lítico +</i> intercalada con flujos de cenizas andesíticas que contienen líticos centimétricos, en una matriz de cristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. <i>Por finos</i>		
			30		Depósitos de flujo piroclástico de cenizas dacíticas <i>solitarias</i> , con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, cuarzo y líticos centimétricos, en capas medianas a gruesas. <i>delvicio</i>		
					Discordancia <i>*</i>		
			200		Lavas andesíticas con fenocristales de plagioclasa y piroxenos		
					SECUENCIA PACHACHACA		



Foto 4.40. Vista de depósitos de flujos piroclásticos pertenecientes a la secuencia Calamarca I (1). Estos depósitos corresponden a flujos de cenizas con líticos, y flujos de pómez y cenizas, dispuestos en capas gruesas, con dirección de flujo 20° al Noreste, cubiertos por flujos piroclásticos de pómez y cenizas, y flujos de cenizas de la secuencia Calamarca II (2), con una inclinación de 10° a 15° al Noroeste. La secuencia Calamarca I sobryace discordante a las lavas y depósitos piroclásticos de la secuencia Pachachaca (3). Vista de los poblados de Calamarca y Huaso (Sureste de Julcán).

4.21.1.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos estudiados tenemos: depósitos de flujos de cenizas, y flujos de pómez y cenizas.

a) Depósitos de flujo piroclástico

a.1 Flujos de cenizas

Corresponde a depósitos masivos (Ca 226, 381, 382, 379, 507). Presentan texturas eutaxítica y vitroclástica. Estas rocas contienen minerales fragmentados y fragmentos líticos lávicos incluidos dentro de una matriz fina. Se distinguen dos tipos petrográficos: andesitas (Ca 226, 507) y dacitas (Ca 379, 381, 382).

En todas estas rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales, a menudo de forma tabular que miden hasta 3 mm (Ca 379, 381, 507). También en todos están presentes los óxidos ferro-titaníferos en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 300 μm .

En ciertas andesitas se distinguen fenocristales de ortopiroxeno de forma subhedral que miden hasta 700 μm . También se distinguen fenocristales de clinopiroxeno de forma subhedral de hasta 400 μm . En las dacitas aparece el cuarzo que mide menos de 400 μm . También se distinguen fenocristales de biotita (Ca 382).

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 507), carbonatos (Ca 507) y clorita (Ca 381, 507).

a.2 Flujos de pómez y cenizas

Estas rocas presentan pómez blanquecinas, poco vesiculadas (Ca 373, 377) de textura vitroclástica, cuyos fenocristales miden menos de 5.0 mm.

Las pómez presentan fenocristales de plagioclasa de formas subhedrales, a menudo de forma tabular. Estos fenocristales miden menos de 3 mm (Ca 377). Además presentan fenocristales de cuarzo de forma anhedral que miden hasta 3 mm (Ca 377), algunos alcanzan a medir 5 mm (Ca 373). Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 350 μm . Además, fenocristales de óxidos están presentes en forma de inclusiones en ciertos minerales nombrados anteriormente. Estas pómez son de composición dacítica.

4.21.2 SECUENCIA TORITOS

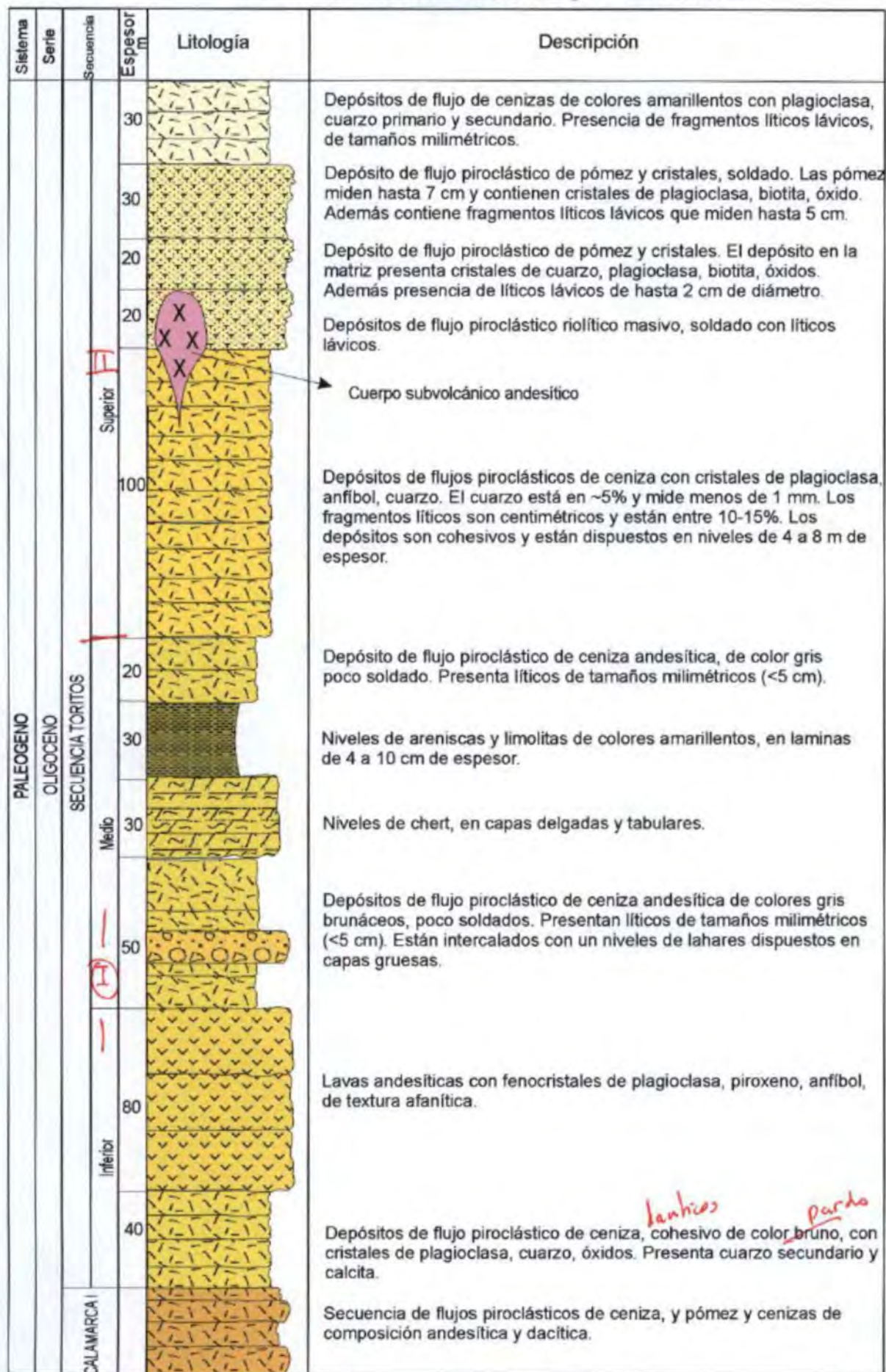
Ubicada en la Pampa Los Toritos, 15 km al Suroeste de Santiago de Chuco, en el cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) – cuadrante III. Coordenadas geográficas: 78° 18' O, 8° 13' S. Altitud de 4000 msnm.

Corresponde a una secuencia generada posiblemente durante una reactivación de la caldera Calamarca. Los depósitos afloran en los sectores Los Toritos, Cushurpampa y Cerro Choloque, donde se distinguen de tres niveles volcánicos (Fig. 4.14).

En la base se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas cubierto por lavas andesíticas basálticas, que miden entre 8 a 16 m de espesor (Ca 41, 225, 228, 587). Estas lavas presentan fenocristales de plagioclasa y piroxeno, que alcanza un espesor total de 80 m, el cual lateralmente disminuye.

El segundo nivel corresponde a una intercalación de flujos piroclásticos de cenizas, lahares y limolitas dispuestas en capas delgadas, con laminación interna paralela que cubren las lavas. En ciertos sectores se distinguen dentro de los sedimentos niveles de cherts ligados a la presencia de manantiales calientes. Este nivel es distinguible en el sector de Vira Vira donde los flujos piroclásticos de cenizas contienen fragmentos líticos lávicos centimétricos, incluidos dentro de una matriz que contiene cristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. Estos flujos están dispuestos en capas delgadas a medianas. Alcanzan un espesor de 130 m.

Fig 4.14 SECUENCIA TORITOS
Sector Los Toritos - Barro Negro - Calamarca



El tercer nivel, a la base está constituido de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas dacítica con cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Contienen fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos. Los depósitos son cohesivos y están dispuestos en niveles de 4 a 8 m de espesor. Están cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de cristales (Ca 227, 371, 384, 385, 387, 499, 500) y pómez, soldados, de composición riolítica. Las pómez son densas y los fragmentos líticos son de naturaleza lávica, de tamaños centimétricos, y están en menos del 5%. En la matriz se distinguen cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Están dispuestas en capas gruesas mayores a 10 m, que yacen en forma subhorizontal, y en ciertos sectores presentan una ligera dirección de flujo de 10 - 15° hacia el Este (Foto 4.41). Estos depósitos son visibles en los sectores Los Toritos y las Cargachas (Foto 4.42), donde alcanzan en total un espesor aproximado de 150 m.



Foto 4.41. Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas riolíticas soldadas con fragmentos líticos (Pampa Los Toritos), dispuestos en capas que miden hasta 10 m de espesor (1), cubiertos por capas delgadas de flujos de cenizas (2).

En el sector de Caumayda, al Noreste de Toritos, se distinguen cuerpos subvolcánicos andesíticos que intruyen la secuencia Toritos.



Foto 4.42. Detalle del depósito de flujo piroclástico de pómez y cenizas (Pampa Toritos), perteneciente a la secuencia Toritos. Dentro del depósito se distinguen cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y fragmentos líticos.

La secuencia volcánica Toritos infrayace a los depósitos del volcán Cururupa datados en 23.7 Ma. (Tabla 1), por lo que se le asigna una edad de emplazamiento de Oligoceno terminal, asimismo yace a la secuencia volcánica Carabamba emplazada hace más de 27 Ma.

4.21.1.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos emitidos durante la formación de la caldera Calamarca se distinguen lavas, depósitos de flujos de cenizas, y flujos de pómez y cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son afaníticas y de color gris oscuro (Ca 41, 225, 228, 587), Anexo 1.

Estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μm y 3.0 mm. Presentan fenocristales de plagioclasa que miden hasta 3 mm. Además se distinguen fenocristales de clinopiroxeno (Ca 587). Los ortopiroxenos son subhedrales y euhedrales y miden menos de 1.5 mm (Ca 228). El olivino es de forma subhedral y mide menos de 300 μm .

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 41), y cloritas (Ca 228).

La matriz de la mayoría de muestras es vítrea, dentro del cual existen microlitos de plagioclasa de formas subhedral y euhedral.

b) Depósitos de flujo piroclástico

b.1 Flujos de cristales

Corresponde a depósitos masivos y soldados (Ca 227, 371, 384, 385, 387, 499, 500). Presentan texturas eutaxítica y vitroclástica. Estas rocas contienen minerales fragmentados y fragmentos líticos lávicos incluidos dentro de una matriz de cristales.

En todas estas rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa subhedrales a anhedrales, a menudo de forma tabular que miden hasta 3 mm (Ca 371). También en todos están presentes los óxidos ferro-titaníferos en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 600 μm . Se distinguen anfíboles que miden hasta 1.5 mm, algunas están completamente reemplazadas en óxidos (Ca 227). Todas contienen cuarzo que mide hasta 5.0 mm (Ca 227); además se distinguen feldespatos potásicos (Ca 500).

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 384, 499), carbonatos (Ca 227, 384, 387, 500) y clorita (Ca 227, 384). Estas muestras corresponden a riolitas.

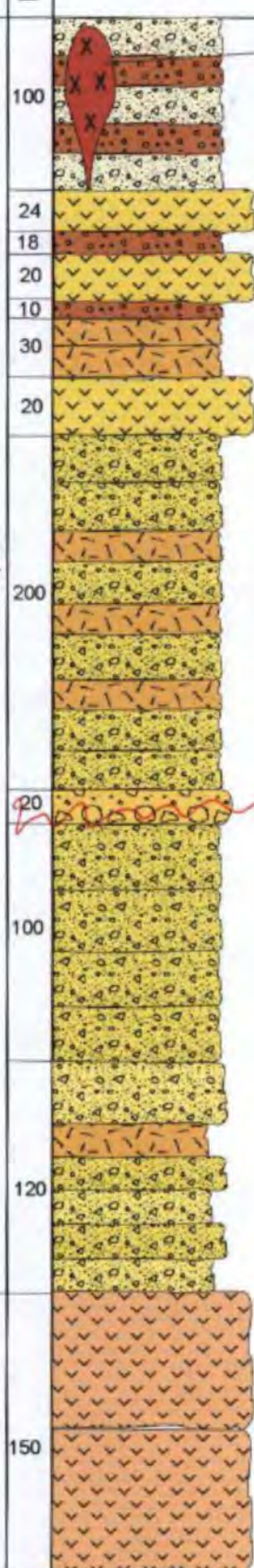
4.22 SECUENCIA ANGASMARCA

Localizada 4 km al Oeste y Suroeste del poblado de Angamarca, en el cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) - cuadrante I. Coordenadas geográficas: 78° 09' O; 8° 11' S. Altitud de 3000 msnm.

Corresponde a una secuencia volcánica que presenta dos niveles bien diferenciados (Fig. 4.15): El nivel inferior constituido de lavas que afloran al Suroeste de Angamarca entre los poblados de Cruzpampa y Quillupampa, donde yacen en discordancia angular a la secuencia sedimentaria de las formaciones Chimu y Carhuaz, mientras que hacia el sector Oeste yacen sobre la secuencia volcánica Totorá I, y al Sur descansan sobre la secuencia volcánica Tablachaca. Estas lavas (Ca 443) son de composición andesítica, con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxido. Presentan ligera deformación, buzando entre 5 y 20° al SE. El espesor aproximado de este nivel es de 150 m.

Por su parte, los depósitos que forman parte del nivel superior cubren una mayor área que las lavas, se encuentran mejor expuestas en el sector de la Qda Cushipe (Sureste de Santa Cruz de Chuca). En la base consisten de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, con una evidente alteración argílica. Contienen fragmentos líticos juveniles meteorizados que miden hasta 20 cm de diámetro, que están incluidos dentro de una matriz de cristales de plagioclasa y anfíbol. Estos flujos están intercalados con flujos piroclásticos de cenizas andesíticas que miden de 0.5 a 3 m de espesor. Están cubiertos por unos depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, cohesivos,

Fig 4.15 SECUENCIA ANGASMARCA
Sector Cushipe - Río Huaychoca (Santiago de Chuco)

Sistema	Serie	Secuencia	Espesor (m)	Litología	Descripción			
NEOGENO	MIOCENO	ANGASMARCA	Superior	100		<p>→ Subvolcánico andesítico (stock Los Angeles)</p> <p>Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas andesíticos, y lahares.</p>		
				24	Lavas andesíticas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos.			
				18	Depósitos de lahares y brechas.			
				20	Lavas andesíticas			
				10	Depósitos de lahares.			
				30	Depósitos de flujos piroclásticos de cenizas y líticos con alteración argílica. Los fragmentos líticos miden hasta 20 cm de diámetro.			
				20	Lavas andesíticas			
				200	Intercalación de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, flujos de cenizas, y lahares. Los primeros contienen bloques juveniles de composición andesítica, porfíricas, que miden hasta 40 cm de diámetro.			
				20	Depósitos de lahares.			
				100	Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, cohesivos. Los bloques juveniles son porfíricos y contienen fenocristales de plagioclasa, biotita, anfíbol, óxido. Los anfíboles miden hasta 0.8 cm. Los espesores de las capas son variables, miden entre 0.2 y 5 m.			
				120	Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas con fragmentos líticos juveniles andesíticos. Los bloques contienen fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíbol. Los fenocristales de biotita miden hasta 6 mm. Los flujos se encuentran intercalados con flujos de cenizas que tienen entre 0.5 a 3 m de espesor.			
				150	Lavas andesíticas, en capas medianas, contienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos. En general se presentan cloritizados.			
				OLIGOCENO	Inferior	150		

dispuestos en capas que miden entre 0.2 a 5 m de espesor. Estos flujos contienen bloques juveniles porfíricos con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos.

Sobre los anteriores depósitos yace una gruesa intercalación de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de composición andesítica, con flujos de cenizas andesíticas (Ca 446) y niveles de lahares, que en total miden más de 200 m de espesor (Foto 4.43). Estos depósitos están dispuestos en capas de 1 a 3 m de espesor. Los flujos de bloques y cenizas presentan bloques juveniles andesíticos de hasta 40 cm de diámetro, dentro de una matriz donde se distinguen fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Están cubiertos por una intercalación de lavas, depósitos de lahares y en menor proporción depósitos de flujos piroclásticos de cenizas con líticos. Las lavas son de composición andesítica y contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos.

Al tope yace una secuencia de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de composición andesítica (Ca 445B), intercalados con depósitos lahares que en total miden más de 100 m de espesor (Foto 4.43). Estos depósitos están dispuestos en capas de 1 a 4 m de espesor. Los flujos de bloques y cenizas presentan bloques juveniles andesíticos de hasta 30 cm de diámetro, dentro de una matriz donde se distinguen fenocristales de plagioclasa, y anfíbol.

En general la secuencia es cohesiva y poco soldada, y tiene una dirección de flujo de 15° a 20° al Suroeste.



Foto 4.43. Al Sur del poblado de Santa Cruz de Chuca se distingue la secuencia Angasmarca, conformada por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (1), cubiertas por una intercalación de flujos de lavas y lahares en capas gruesas (2). Al tope intercalación de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de aspecto masivo (3), cortado por cuerpos subvolcánicos.

La secuencia volcánica Angasmarca está intruida por cuerpos subvolcánicos de composición andesítica (stock Los Angeles). El espesor total aproximado para toda la secuencia es de 500 m.

El emplazamiento de la secuencia volcánica Angasmarca posiblemente ocurrió en el Oligoceno superior - Mioceno inferior, dado que sobreyace discordante a la secuencia Tablachaca del Eoceno. Además sus depósitos cubren al cuerpo subvolcánico Pasachique datado en 35.2 ± 0.4 Ma (Tabla 1).

4.22.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos analizados tenemos lavas, depósitos de flujos de bloques y cenizas, flujos de cenizas y flujos de pómez y cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 443).

Estas rocas tienen una textura microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varia entre 100 μ m y 2.0 mm. La paragénesis mineral de estas lavas consta de fenocristales de plagioclasa que miden hasta 2 mm (Ca 443). Estos fenocristales son euhedrales a subhedrales. También se distinguen fenocristales de clinopiroxeno presente en los términos más básicos y aparece en equilibrio con la matriz. Además se distinguen fenocristales de ortopiroxenos subhedrales y euhedrales que miden menos de 1.5 mm. Los óxidos de hierro y titanio están presentes en la matriz y miden menos de 1.0 mm. La matriz de la muestra es vítrea, la cual engloba microlitos de plagioclasa, a veces en forma de agujas (Ca 443). Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas y carbonatos.

b) Depósitos de flujo piroclástico

b.1 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos están constituidos de bloques andesíticos juveniles de textura porfírica (Ca 445A) y fragmentos líticos lávicos englobados dentro de una matriz fina, en la cual existe una gran cantidad de fenocristales fragmentados.

Los bloques juveniles presentan fenocristales de plagioclasa de forma subhedral que miden hasta 1.5 mm. También se distinguen fenocristales de anfíbol, de forma subhedral. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes como microcristales en la matriz y en inclusiones en ciertos fenocristales de anfíbol. En estas rocas a veces se distinguen clorita y cuarzo secundario. Estas rocas son de composición andesítica.

b.2 Flujos de cenizas

Corresponden a depósitos de flujos masivos y coherentes (Ca 446), que presentan una textura vitroclástica. Dentro del depósito se distinguen fenocristales fragmentados y fragmentos líticos heterogéneos incluidos dentro de una matriz vítrea.

Entre los fenocristales se distinguen a la plagioclasa de forma subhedral y anhedral, que miden hasta 1.5 mm. También se distinguen fenocristales de cuarzo de hasta 200 μm de forma subhedral. Además se distinguen fenocristales de anfíbol que miden hasta 1 mm, algunos están completamente remplazados en óxido. Cuarzo de hasta 200 μm de forma subhedral. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 300 μm . Estos flujos son de composición dacítica.

4.23 VOLCÁN CURURUPA

Está localizado 13 km al Suroeste de la localidad de Santiago de Chuco. Cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) – cuadrante I. Coordenadas geográficas 78° 16' O, 8° 13' S. Altitud de 4356 msnm.

Este volcán emitió variados depósitos distinguiéndose hasta tres niveles bien definidos. El nivel inferior está conformado por una intercalación de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas, rocas volcaniclásticas, niveles de limolitas y limoarcilitas dispuestos en capas delgadas de 5 a 40 cm de espesor. Las limolitas presentan laminación interna paralela. Este nivel alcanza un espesor total de 80 m.

En el nivel medio se distinguen lavas andesíticas (Ca 117, 255, 256, 261, 322), con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, y óxidos, intercaladas esporádicamente con flujos piroclásticos de cenizas andesíticas (Ca 257). En total alcanzan más de 300 m de espesor. En el sector de Suyarida, se recolectó una muestra de lava de este nivel que fue datada por el método Ar/Ar en 23.7 ± 0.3 Ma (Tabla 1).

El nivel superior está constituido a la base por una gruesa secuencia de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Ca 363), con fragmentos juveniles que alcanzan hasta 60 cm de diámetro. Mientras que en la matriz se distinguen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Estos flujos son de aspecto masivo y están dispuestos en capas de 1 a 6 m de espesor. Encima están cubiertos por capas delgadas de oleadas piroclásticas y lahares, en niveles de 0.3 a 6 m de espesor. En total miden más de 100 m de espesor (Fig. 4.16). Estos depósitos son visibles al sur de Santiago de Chuco, Cotay y en ambas márgenes del río Huarán (Foto 4.44). Estos depósitos al Este yacen discordantes a los depósitos del volcán Totorá I, mientras que al Oeste descansan sobre la secuencia volcánica Toritos (caldera Calamarca).



Foto 4.44. En la Quebrada Huaran se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, intercalados con depósitos de lahares de aspecto masivo (1), y cubiertos por flujos piroclásticos de cenizas en capas medianas a gruesas (2), pertenecientes al volcán Cururupa. Estas secuencias sobreyacen a lavas andesíticas (3).

Encima están cubiertos por una capa de lava andesítica (Ca 263, 266, 327, 495) y flujos piroclásticos de cenizas andesíticas de color gris violáceo, cohesivos, con fragmentos líticos centimétricos, que miden de 2 a 20 cm de espesor, alcanzando en total 30 m de espesor (Fig 4.16). Sobre estos depósitos yace una gruesa secuencia de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas andesíticos, de más de 60 m de espesor (Foto 4.45), con bloques juveniles de hasta 10 cm de diametro con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos. Concordante a este nivel yacen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas soldados de color gris, dispuestos en capas de 1 a 8 m de espesor. Las pómez son poco vesiculadas y miden hasta 8 cm. Encima yacen depósitos de lahares, que contienen bloques redondeados que miden hasta 3 m de diámetro, dentro de una matriz heterométrica. Están dispuestas en capas de 1 a 8 m, y en total miden más de 80 m de espesor. La dirección de flujo es de 10 a 15° al NE.

Al tope de la secuencia predominan los depósitos de flujos piroclásticos de cenizas (Ca 318, 369) con fragmentos líticos de tamaños centimétricos, subangulosos, dispuestos en capas medianas de 0.5 a 4 m de espesor, alcanzando un espesor total de 40 m.

Al Este de Santiago de Chuco, los flujos piroclásticos del volcán Cururupa infrayacen a la secuencia volcánica Totorá II, mientras que al Sur subyace a los depósitos del volcán Alto Dorado.

Fig 4.16 CENTRO VOLCÁNICO CURURUPA
Sector Collpa - Suruvara (Santiago de Chuco)

Sistema	Serie	Secuencia	Esesor m	Litología	Descripción		
PALEÓGENO		Superior	40		Depósitos de flujo piroclástico de ceniza con fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos.		
			80		Depósitos de lahares, con bloques redondeados que miden hasta 3 m de diámetro, dentro de una matriz limosa. Dentro de los bloques predominan los de composición lávica. Cada depósito mide de 2 a 6 m de espesor.		
			40		Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza soldado, de color gris, dispuestos en capas de 1 a 8 m de espesor. Los pómez son poco vesiculados y miden hasta 8 cm de diámetro. Además, se distinguen líticos lávicos.		
			60		Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, con bloques juveniles que contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos. Depósito masivo con alta concentración de fragmentos líticos.		
			30		Cuerpo subvolcánico (stock) de composición andesítica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y óxidos.		
			15		Depósitos de flujos piroclásticos de ceniza con fragmentos líticos. Flujos soldados de color gris violáceo.		
					Lava andesítica		
			100		Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas. Los bloques juveniles miden menos de 20 cm de diámetro y contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita. Estos flujos son masivos y están dispuestos en capas de 1 a 6 m de espesor, y fueron canalizados en paleo-relieves. Los flujos de la base presentan bloques juveniles que miden hasta 1 m de diámetro.		
				Medio	300		Lava andesítica, en capas gruesas de aspecto masivo con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, intercalado con algunos niveles de flujos de cenizas, se dataron en 23.7±0.3 Ma.
				Inferior	80		Intercalación de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas, depósitos volcanoclásticos, niveles de limolitas y limoarcilitas dispuestas en capas delgadas de 5 a 40 cm.



Foto 4.45. Vista de un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas perteneciente al volcán Cururupa, en el caserío de Huaran. Este depósito posee fragmentos juveniles monomícticos que miden hasta 10 cm de diámetro.

En cuanto a la edad de emplazamiento, según una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizado en una muestra de lava sobre anfíbol, tomada de la base del volcán en el sector de Suyarida (9086986 N, 804404 E), reporta una edad de 23.7 ± 0.3 Ma (Tabla 1), es decir perteneciente al Oligoceno superior.

4.23.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos analizados se tienen: lavas, depósitos de flujos de bloques y cenizas, y depósitos de flujos de cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 117, 255, 256, 261, 263, 266, 322, 327, 495), Anexo 1.

Estas rocas tienen una textura porfírica, traquítica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre $100 \mu\text{m}$ y 6.0 mm . En algunas rocas las plagioclasas llegan a medir hasta 6.0 mm (Ca 256). La paragénesis mineral de estas lavas está constituida de fenocristales de plagioclasas que son de formas euhedrales a subhedrales. A veces las plagioclasas están ópticamente zonadas (Ca 255, 256). Fenocristales de anfíbol son de color bruno y tienen forma subhedral. Algunos cristales miden hasta 2.5 mm (Ca 117, 255, 261, 495). Algunas veces los anfíboles se encuentran alterados y con bordes de óxidos (Ca 255, 261, 266). A veces se distinguen fenocristales de clinopiroxeno (Ca 255,

256, 322, 327). También se distinguen fenocristales de ortopiroxeno que tienen formas subhedrales y euhedrales, y miden menos de 600 μm (Ca 495). Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 300 μm , y están presentes tanto en la matriz, como en forma de inclusiones en el clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol. Estas rocas son de composición andesítica y andesítica basáltica.

En algunas de las muestras (Ca 256, 263) son frecuentes minerales de alteración: arcillas, cloritas, calcita y epidota.

b) Depósito de flujo piroclástico

b.1 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos están constituidos de bloques andesíticos juveniles de textura porfírica (Ca 363) y fragmentos líticos lávicos heterogéneos de tamaños centimétricos englobados dentro de una matriz vítrea.

Los bloques juveniles presentan fenocristales de plagioclasa que son las más abundantes. Estas son de forma subhedral y anhedral. También se distinguen fenocristales de anfíbol de formas euhedrales a subhedrales. Algunos están completamente desestabilizados en óxidos (Ca 363). Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en la matriz y en inclusiones en ciertos minerales citados anteriormente. Miden menos de 2 mm (Ca 363). En estas rocas a veces se distinguen minerales secundarios como arcillas y carbonatos. Estas rocas son de composición andesítica.

b.2 Flujos de cenizas

Corresponden a flujos masivos que presentan una textura vitroclástica (Ca 257, 318, 369). Estas rocas están constituidas de fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol, óxidos y fragmentos líticos lávicos. Las plagioclasas tienen formas tabulares y miden menos de 2 mm. También se distinguen fenocristales de cuarzo de forma anhedral (Ca 257). Anfíbol subhedral y anhedral que miden hasta 2 mm (369). Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 400 μm . Además óxidos están presentes como inclusión en el anfíbol. Estas rocas son de composición andesítica.

4.24 COMPLEJO VOLCÁNICO PAYHUAL - CAUPAR

Localizado a 16 km al Noroeste del distrito de Quiruvilca, en el cuadrángulo de Cajabamba (16g) – cuadrante III. Coordenadas geográficas: 78° 25' O, 7° 53' S. Altitud de 3826 msnm.

En base a los estudios estratigráficos y al cartografiado geológico se propone que el complejo volcánico está conformado por dos volcanes superpuestos y erosionados, que

se presentó al menos ocho etapas evolutivas durante los cuales generó depósitos volcánicos (Fig. 4.17).

El **volcán Caupar**, es el más antiguo y se ubica hacia el Oeste del complejo, presentó al menos cinco etapas evolutivas. El volcán Payhual, es el más joven, se ubica en la parte Este del complejo, sus depósitos lávicos y piroclásticos fueron emplazados en tres fases evolutivas restantes, cubriendo parcialmente al volcán Caupar.

Las lavas y los depósitos piroclásticos del complejo volcánico Payhual-Caupar que afloran en su piedemonte Norte y Noreste cubren en discordancia angular areniscas y pelitas de las formaciones Huaylas y Farrat. Hacia el sector Sur, se interdigitan e infrayacen a diferentes depósitos piroclásticos del volcán Quiruvilca.

Los depósitos que corresponden a la primera etapa evolutiva afloran en las inmediaciones del caserío Julgueda. Consisten en intercalaciones de lavas andesíticas (Ca 247, 460, 428), afíricas, de coloración gris verdosa; flujos piroclásticos de cenizas gris violáceas; flujos piroclásticos de pómez y cenizas que contienen cristales de plagioclasa, anfíbol y biotita, y secuencias volcanoclásticas. Conformando un espesor conjunto de 50 m.

La segunda etapa eruptiva consiste en lavas andesíticas (Ca 423, 464), porfíricas y afíricas, de coloraciones gris verdosa a gris oscura, con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos. Se les reconoce en las inmediaciones del pueblo de Motil, donde rellenan un paleovalle del río Moche; así como en los taludes de la carretera Julgueda - Usquil. Conforman un espesor que varía entre 80 y 120 m.

Hacia el sector Sur del complejo volcánico se han emplazado los depósitos piroclásticos correspondientes a la tercera etapa evolutiva. Estos depósitos consisten en flujos piroclásticos de pómez y cenizas, gris claros, con fragmentos líticos lávicos porfíricos. En la matriz se distinguen cristales de plagioclasa y anfíbol. Las pómez son densas. Se intercalan algunos depósitos de flujos de bloques y cenizas; cuyos bloques juveniles son porfíricos y monomícticos. Estos bloques contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Sus afloramientos se les reconocen al fondo del río Motil y en la quebrada Lunquia (al NE de Motil). Conformando un espesor de 250 m.

Conformando la cuarta etapa evolutiva se han identificado depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas riolíticos, gris amarillentos, con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Estos flujos presentan fragmentos líticos lávicos porfíricos. Las pómez son densas y contienen fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Se intercalan con depósitos de flujos de cenizas grises (Ca 424, 534), compuestos esencialmente por cristales de plagioclasa. Los afloramientos de esta etapa afloran en el río Chota (al SE de Otuzco). Tiene un espesor aproximado de 400 m.

Probablemente la quinta etapa eruptiva marca el final de la actividad volcánica del volcán Caupar. Consiste en la emisión de flujos lávicos andesíticos (Ca 462, 467, 486),

4.10
Fig. 4.17 - COMPLEJO VOLCÁNICO PAYHUAL-CAUPAR

Sistema	Serie	Evento	Espesor (m)	Litología	Descripción		
MIOCENO		VIII	120		Depósitos de flujos de pómez y cenizas soldado , de coloraciones grises. En la matriz se distinguen cristales de plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita. Las pómez son densas, de tamaños centimétricos (promedio 15 cm). Los fragmentos líticos son lávicos.		
		VII	200		Flujos de lava andesítica de texturas porfírica y afírica. Tienen coloraciones gris verdosas a rojizas. Contienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Se disponen en capas tabulares.		
			100		Depósitos de flujos de pómez y cenizas de colores gris blanquecinos.		
		VI	60		Depósito de flujo piroclástico de cenizas ligeras		
		I	90		Depósito de flujos de pómez y cenizas no soldado, de coloración gris blanquecino. Las pómez son densas, de tamaño centimétrico (promedio 4 cm). Muy poco fragmento lítico lávicos menores de 4 cm.		
			180		Flujos de lava andesíticos afíricos (hacia la base) y porfíricos al tope. Son de coloraciones gris verdosas. Presentan fenocristales de plagioclasa y piroxeno, y una incipiente propilitización.		
		NEOGENO			120		Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas riolíticos, de coloraciones gris amarillentos. Las pómez son densas, de tamaños centimétricos y contienen fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Los fragmentos líticos son lávicos, y de tamaños centimétricos.
					75		Depósito de flujo de cenizas de color gris, masivo.
				IV	205		Depósitos de flujos de pómez y cenizas no soldado, tiene coloraciones gris blanquecinas. En la matriz se distinguen cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. Las pómez son densas, y tienen un tamaño promedio de 10 cm.). Los fragmentos líticos son lávicos y tienen tamaños centimétricos.
				OLIGOCENO	II	70	
III	100					Depósitos de flujos de bloques y cenizas, cuyos bloques juveniles son porfíricos, y contienen cristales de plagioclasa y anfíbol.	
OLIGOCENO			80		Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, gris claros. Presentan cristales de plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita. Las pómez son densas y centimétricas.		
		II	120		Flujos de lava andesítica porfírica , de coloraciones gris verdosa a gris oscura, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, ligeramente cloritizados.		
		I	50		Intercalaciones de lava andesítica, flujos de cenizas gris violáceos, flujos piroclásticos de pómez y cenizas y secuencias volcanoclásticas violáceas a la base.		

CAUPAR

afíricos y porfíricos, de coloraciones gris verdosas, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, y una incipiente propilitización. Sus afloramientos son reconocidos en inmediaciones del caserío de Paraíso y en río Grande (al NE de Motil). Conforman un espesor aproximado de 180 m.

La sexta etapa evolutiva representa la reactivación de la actividad volcánica en el complejo volcánico con el emplazamiento de productos del **volcán Payhual**. El cual se ubica desplazado 2 km al Noreste del volcán Caupar. Los depósitos que conforman esta etapa eruptiva están constituidos en su base por flujos piroclásticos de pómez y cenizas dacíticos (Ca 420), gris claros, que contienen cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Se han identificado poca presencia de pómez, pero abundantes fragmentos líticos lávicos porfíricos de tamaño centimétrico a decimétrico.

En su parte intermedia se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas (Ca 461, 472, 489) compuestos esencialmente por cristales de plagioclasa, en capas que oscilan entre 3 a 5 m de espesor. En la parte superior se han depositado flujos piroclásticos de pómez y cenizas (Ca 465), gris blanquecinos, con cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo; pómez densas; fragmentos líticos lávicos porfíricos y algunos de areniscas cuarzosas. Sus afloramientos cubren discordantemente a los depósitos del volcán Caupar, extendiéndose hacia el Norte y Sur del complejo volcánico, entre los caseríos de Magdalena de Puruchaga, Peña Blanca (Foto 4.46) y Llauchán. Hacia el Sureste (Llauchán) están cubiertos por depósitos piroclásticos del volcán Quiruvilca. Estos depósitos conforman un espesor aproximado de 350 m.



Foto 4.46. En el sector Peña Blanca se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas con fragmentos líticos porfíricos. Las pómez son densas. Estos depósitos de 8 m de espesor afloran al Sur del complejo volcánico Payhual – Caupar.

Conformando la séptima etapa evolutiva se reconocen lavas andesíticas porfíricas (Ca 474, 488, 630), de coloraciones gris verdosas a rojizas, conteniendo fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Están dispuestos en forma radial al probable centro de emisión, con direcciones de flujo de 20° a 25° al SO, SE, E y NE. Es importante señalar que en la zona del Cerro Caupar, estas lavas sobreyacen discordantemente a los flujos lávicos de la quinta etapa evolutiva del complejo volcánico Caupar - Payhual. Asimismo, otros afloramientos son reconocidos al Noroeste en el caserío de La Morada, al Este en Minas Suara y Pargarape, al Sureste en Nancay (Foto 4.47), al Suroeste en Caupar. Tiene un espesor total de 200 m.

La octava etapa evolutiva del complejo volcánico la conforman depósitos piroclásticos de flujos de pómez y cenizas, de coloraciones grises a gris amarillentas, que contienen cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Las pómez son densas y los fragmentos líticos son de naturaleza lávica y porfíricos. Se encuentran principalmente en los sectores Este y Noreste del complejo volcánico, en inmediaciones de la localidad de Barro Negro y el Cerro Pileta. Su espesor es de 120 m.



Foto 4.47. En el sector de Nancay, sector Sureste del complejo volcánico, se observan los depósitos del volcán Payhual correspondientes a la séptima etapa evolutiva que consisten en lavas andesíticas que muestran una dirección de flujo de 25° al Sureste (1). Infrayacen flujos piroclásticos de pómez y cenizas pertenecientes a las sexta etapa evolutiva (2). Ambos depósitos sobreyacen discordantemente a las lavas andesíticas correspondientes a la quinta etapa eruptiva y generados por el volcán Caupar, y que están intruidos por un cuerpo subvolcánico dacítico (4).

A los depósitos pertenecientes al volcán Caupar se les asigna una edad del Oligoceno superior - Mioceno temprano por su posición estratigráfica concordante sobre los flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba. Los depósitos del volcán Payhual son asignados

como parte del Mioceno Inferior, debido a que sobreyacen en discordancia angular a los depósitos lávicos del volcán Caupar.

4.24.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos estudiados tenemos lavas, depósitos de flujo de cenizas, y flujos de pómez y cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 247, 423, 428, 460, 462, 464, 467, 474, 486, 488, 630), Anexo 1.

Estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica fluidal (Ca 247). El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μm y 2.5 mm. En estas rocas los fenocristales de plagioclasa son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales. En algunas rocas las plagioclasas alcanzan a medir hasta 4.5 mm (Ca 460, 467, 488). A veces las plagioclasas están ópticamente zonadas (Ca 486) y en sus bordes se distinguen inclusiones de vidrio (Ca 261). Fenocristales de anfíbol subhedral de forma alargado que mide hasta 2.5 mm (Ca 462, 464, 467). Algunos presentan bordes delgados de óxidos y la mayoría fueron completamente remplazados en óxidos (Ca 486). En algunas rocas se distinguen fenocristales de clinopiroxeno (Ca 247, 423). También ortopiroxenos subhedrales y euhedrales que miden menos de 500 μm (Ca 247, 423, 460, 462). Algunos fenocristales de ortopiroxenos presentan inclusiones de plagioclasa. El olivino de forma subhedral está en menos del 1%. Los óxidos ferro-titaníferos que miden menos de 300 μm están presentes, tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas rocas se distinguen aglomerados de plagioclasa, piroxenos y óxidos (Ca 423, 486, 488). Así como, aglomerados de anfíbol, plagioclasa y óxidos que interaccionan entre sí (Ca 460).

En algunas de las muestras (Ca 460) son frecuentes minerales de alteración: arcillas, cloritas, cuarzo secundario (Ca 462, 474).

b) Depósitos de flujo piroclástico

b.1 Flujos de cenizas

Corresponden a flujos masivos (Ca 424, 461, 472, 473, 489, 534) que presentan una textura eutaxítica y vitroclástica. Dentro de estas rocas se distinguen minerales fragmentados y fragmentos líticos incluidos al interior de una matriz vítrea. Se distinguen dos tipos petrográficos: dacitas y andesitas.

En las dacitas (Ca 424, 461), se distinguen fenocristales de plagioclasa subhedral, a menudo de forma tabular que miden hasta 3 mm. Algunas están ópticamente zonadas (Ca 424). También existen fenocristales de cuarzo de forma anhedral que miden entre 100-300 μm (Ca 461), y otras son menores de 2.5 mm (Ca 424). Biotita de forma anhedral y subhedral están hasta en un 5% (Ca 424, 461). Fenocristales de anfíboles miden hasta 2 mm y están en aproximadamente 8%. Los óxidos de hierro y titanio están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 400 μm .

En las andesitas (Ca 472, 473, 489, 534) además de presentar fenocristales de plagioclasa se distinguen fenocristales de anfíbol que miden hasta 2 mm. Ciertos fenocristales de anfíbol en algunas muestras (Ca 489) están remplazados en óxidos. En estas rocas desaparecen el cuarzo y la biotita.

b.2 Flujo de pómez y cenizas

Este tipo de depósito contiene pómez blanquecinas, porfíricas y poco vesiculadas (Ca 420, 465). Dentro de las pómez se distinguen fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y óxidos que miden menos de 1.5 mm, que en su mayoría están fragmentados.

Los fenocristales de plagioclasa anhedrales y subhedrales son de forma tabular, ciertos están zonados (Ca 420). Fenocristales de anfíbol miden hasta 200 μm y están en menos del 2%. Cuarzo mide hasta 1 mm y es de forma anhedral (Ca 420, 465). Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 350 μm . Además se distinguen minerales de arcillas, carbonatos, y cuarzo secundario. Estos flujos son de composición dacítica.

4.25 COMPLEJO VOLCÁNICO URPILLAO - RUSHOS

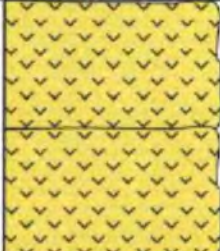





Se localiza a 12 km al Noroeste de Otuzco, en el cuadrángulo de Otuzco (16f) - cuadrante II. Coordenadas geográficas: 78° 39' O, 7° 50' S. Altitud de 4302 msnm.

El complejo volcánico está compuesto por dos estratovolcanes contiguos y erosionados, alineados en dirección Noroeste a Sureste: Urpillao (al Sur) y Rushos (al Norte). Los afloramientos de ambos volcanes hacia el Oeste sobreyacen a rocas intrusivas del Batolito de la Costa y a rocas sedimentarias de la Formación Punta Moreno (Grupo Chicama); al Norte y Este cubren a las rocas pelíticas del Grupo Goyllarisquizga del Mesozoico y a los conglomerados de la Formación Huaylas. Los depósitos lávicos y piroclásticos del estratovolcán Rushos infrayacen a los del volcán Urpillao, a excepción de un depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza.

Los depósitos emitidos por el **volcán Rushos** (Foto 4.48) atestiguan que este volcán tuvo cinco etapas evolutivas (Fig. 4.18).

La primera etapa está conformada a la base por flujos piroclásticos de pómez y cenizas (Ca 532, 533), y un flujo de lava andesítica muy alterado. En los primeros, las pómez

Fig. 4.18 - VOLCÁN RUSHOS

Sistema	Serie	Evento	Espesor m	Litología	Descripción
PALEOGENO - NEOGENO	MIOCENO	V	200		Flujos de lava andesítica, afírica, de coloraciones gris verdosas, que contienen fenocristales de plagioclasa y piroxeno de tamaños milimétricos, con leve cloritización.
		IV	250		Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas de coloraciones blanquecinas. Presentan cristales de cuarzo, plagioclasa y anfíbol. Las pómez son fibrosas, tienen tamaños centimétricos (promedio 10 cm), con cristales muy finos de plagioclasa y cuarzo. Los fragmentos líticos son lávicos de tamaños milimétricos a centimétricos.
	III	150		Flujos de lava andesítica de coloraciones gris verdosas, de textura porfirítica, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz vítrea. Los flujos se disponen en capas tabulares.	
	II	300		Depósitos de flujos piroclásticos de cenizas de coloraciones grises, con cristales milimétricos de plagioclasa. Además se distinguen fragmentos líticos juveniles andesíticos de tamaños centimétricos y milimétricos. Se intercalan depósitos de flujos de ceniza, de coloraciones gris rojizas.	
	I	350		Depósitos de flujo piroclástico de pómez y cenizas soldado, de coloraciones amarillentas a blanquecinas. En la matriz presentan cristales de plagioclasa y cuarzo. Se reconocen pómez completamente argilizadas. Los fragmentos líticos son lávicos, de textura porfirítica, oxidados, de tamaños milimétricos a centimétricos, también se reconocen fragmentos líticos de areniscas cuarzosas. Infrayace un flujo de lava andesítica fuertemente cloritizado	
OLIGOCENO					



son blanquecinas y están completamente argilizadas, por su parte los fragmentos líticos son porfíricos, milimétricos a centimétricos. En la matriz se distinguen cristales de cuarzo, plagioclasa y anfíbol. Estos depósitos cubren en discordancia angular a las areniscas cuarzosas de la Formación Chimú y están cortados por stocks dioríticos. Dichos stocks fueron datados en 24 ± 1 Ma. según la datación radiométrica K/Ar efectuada por Stewart et al., (1974) en cristales de biotita. Los afloramientos de estos flujos son reconocidos en el poblado de San Ignacio y en la base del Cerro Orcón. Conforman espesores máximos de 350 m y mínimos de 100 m.



Foto 4.48. Vista del sector Oeste del volcán Rushos (Caserío de Rosas Suara), conformado a la base por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas (1), infrayace a un depósito de flujo piroclástico de pómez y cenizas (2); cubiertos por flujos de lava andesítica (3). Algunos stocks dioríticos cortan a secuencias piroclásticas de cenizas.

En la segunda etapa se emplazaron depósitos de flujos piroclásticos de cenizas (Ca 537) con cristales de plagioclasa, de coloraciones grises, con fragmentos líticos juveniles de tamaños centimétricos y milimétricos. Estos depósitos de flujo se intercalan con flujos de ceniza de coloraciones gris rojizas, dispuestas en capas de 0.6 a 0.8 m de espesor, cuyas capas muestran una dirección de flujo 30° al Noroeste, en el Cerro Lujururo. Estos depósitos están cortados por vetas de cuarzo, visible en las inmediaciones del Cerro Orcón. Tienen un espesor promedio de 300 m.

La tercera etapa se emplazaron lavas andesíticas (Ca 398, 413), afíricas y de coloración gris azulada. Estas lavas presentan fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Muestran una dirección de flujo 25° al SE, y se intercalan con depósitos de flujos de ceniza. Conformando un espesor total promedio de 150 m.

La cuarta etapa se inicia con la depositación de flujos piroclásticos de pómez y cenizas de coloraciones blanquecinas (Ca 408, 412). Estos flujos contienen fragmentos líticos y pómez fibrosas. Se extienden hasta la localidad de Tambillo, distante 15 km al Este. Conforman espesores que varían entre 120 a 250 m.

Finalmente, la quinta etapa evolutiva comprende lavas andesíticas (Ca 403, 409), afíricas de coloraciones gris verdosas que conforman los cerros Guanacorral y Tuanga.

Estas lavas presentan fenocristales de plagioclasa y piroxeno. En total tienen un espesor promedio de 200 m.

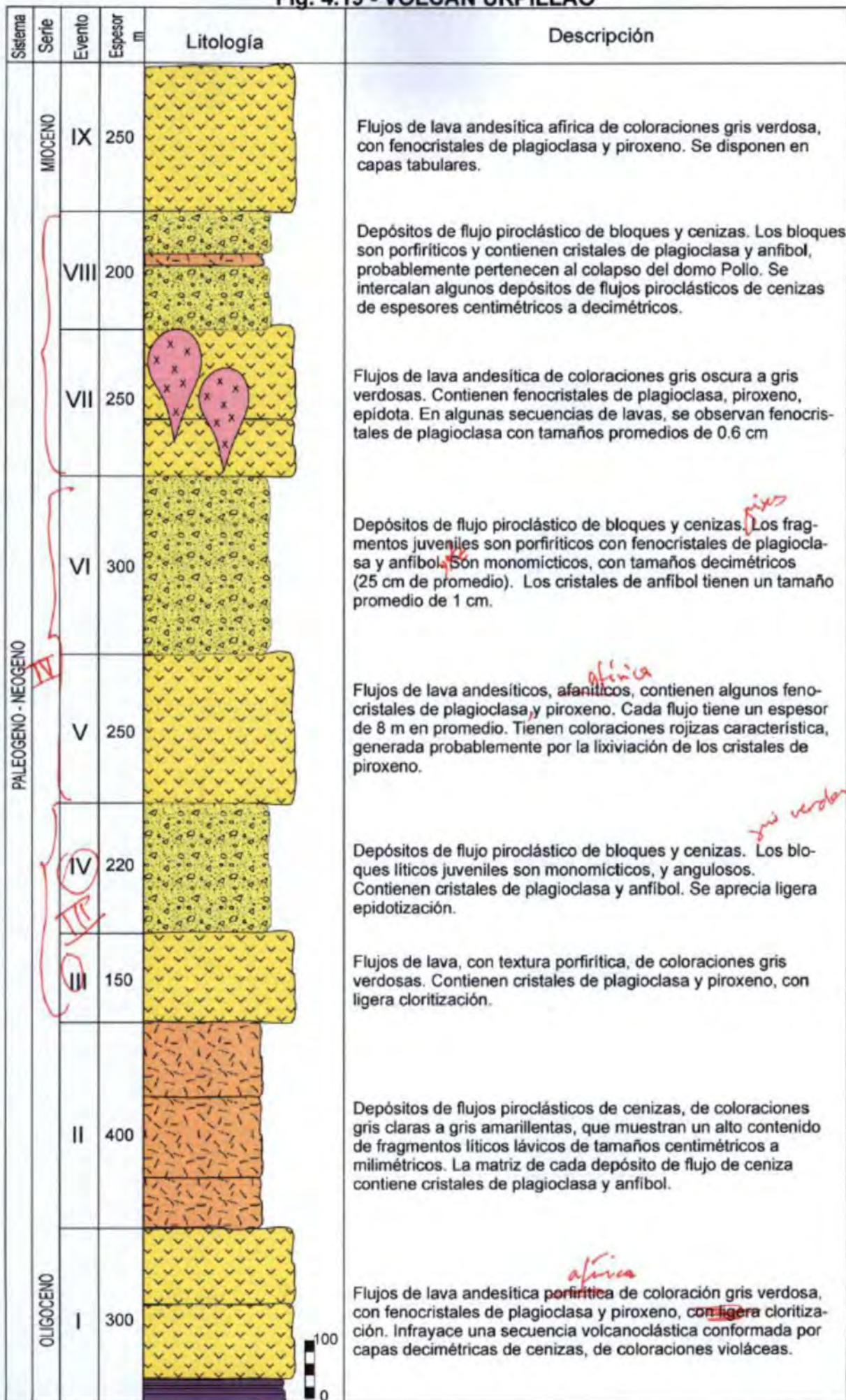
Por otro lado, depósitos volcánicos pertenecientes al **estratovolcán Urpillao** (Fig. 4.19) se les localiza en el piedemonte volcánico del sector Sur, sobre el cual está asentado el pueblo de Otuzco, y corresponden a novena etapa evolutiva (Foto 4.49).

La primera etapa comprende de un flujo de lava andesítica porfírica (Ca 402, 411), cloritizada, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, que cubre a una esporádica secuencia volcanoclástica. Este depósito de lava infrayace a la ignimbrita de la caldera Carabamba. Tiene un espesor de 300 m y sobreyace a los depósitos de flujos piroclásticos gris violáceos del volcán Salpo (Foto 4.50). Los afloramientos de estos depósitos se observan desde el denominado Puente Catarata hasta los alrededores de Otuzco.



Foto 4.49. Vista del sector Sureste del volcán Urpillao, al pie se encuentra ubicado el pueblo de Otuzco. En la base del volcán se reconocen lavas andesíticas (1). Los cuales están cubiertos por intercalaciones de flujos piroclásticos y flujos de lava (2). Hacia la cumbre se observan flujos de lava que corresponden a la última fase eruptiva (3). Asimismo, cortando la secuencia piroclástica se observa un domo dacítico (4). El valle de Otuzco se asienta sobre flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba (5).

Fig. 4.19 - VOLCÁN URPILLAO



1 + 10/4

fix

afírica

gris verdosas

afírica





Foto 4.50. En el curso superior del Río Moche (puente Catarata) se distingue el contacto entre los flujos piroclásticos gris violáceos del volcán Salpo (1) y los flujos de lava andesítica del volcán Urpillao (2).

La segunda etapa consiste en una secuencia de flujos piroclásticos de cenizas (Ca 416), con alto contenido de fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos. En la matriz se reconocen cristales de plagioclasa y anfíbol. Tiene un espesor mínimo de 80 m y máximo de 400 m. Son observables desde las cercanías del caserío de Sanchique hasta el paraje La Cortadera.

En la tercera etapa, se ha identificado varias capas de lavas andesíticas (Ca 536, 538) de coloraciones gris verdosas, conteniendo fenocristales de plagioclasa, piroxeno y clorita. Conforman espesores mínimos de 50 m y máximos de 150 m. Se les reconoce desde las partes altas del valle de Sanchique hasta las cabeceras del río Pollo (al Norte de Otuzco).

La cuarta etapa está conformada por flujos piroclásticos de bloques y cenizas que contienen fragmentos líticos juveniles monomíticos. Estos fragmentos son subangulosos a angulosos, en algunos casos prismáticos, que contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Se aprecia ligera epidotización. Conforman espesores que varía entre 70 y 220 m. Son observables en el Cerro Tarcumarca y en las proximidades del caserío José Gálvez.

Sobreyaciendo a los depósitos anteriores se reconocen lavas andesíticas, afaníticas con algunos fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Cada capa tiene un espesor de 12 m en promedio. Tienen coloraciones rojizas, generada probablemente por la lixiviación de los fenocristales de piroxeno, en otros casos se observa una aureola de oxidación bordeando los cristales de piroxeno. Conforman un espesor que varía entre 120 y 250

m. Se le reconoce entre los caseríos de Urmo y Pachín Bajo. Estos depósitos conforman la quinta etapa evolutiva del volcán Urpillao.

La sexta etapa consiste en depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Ca 531). Los fragmentos juveniles son porfíricos con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Los fenocristales de anfíbol tienen un tamaño promedio de 1 cm. Conforman un espesor que varía entre 100 y 300 m. Afloran entre los caseríos de Pachín Alto y Chugur. Estos depósitos representan la explosión o colapso gravitacional de domos de lava.

En la séptima etapa se emplazaron lavas andesíticas afíricas de coloraciones gris oscura a gris verdosas. Estas lavas contienen fenocristales de plagioclasa y piroxeno de tamaños inferiores al milímetro, y epídota como mineral de alteración supérgena. En algunas lavas, se observan fenocristales de plagioclasa que miden hasta 0.6 cm. En total las lavas conforman un espesor mínimo de 50 m y máximo de 250 m. Se le reconoce en los cerros Rogoday y Peña Azul.

La octava etapa está conformada por depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas, que presentan fragmentos juveniles porfíricos, con fractura prismática, probablemente perteneciente al colapso del domo de lava Pollo, ubicado a 9 km al NO de Otuzco. Se intercalan algunos depósitos de flujos piroclásticos de cenizas de espesores centimétricos. Conforman 200 m de espesor en promedio.

El tope del volcán Urpillao forma parte de la novena etapa evolutiva y consiste en lavas andesíticas, afíricas, gris verdosas, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno; dichos flujos cubren el sector Sureste del volcán Rushos, tienen un espesor promedio de 250 m. Conforman los cerros Urpillao, Culantrillo y Loma Iglesias (Foto 4.51).



Foto 4.51. Vista del sector Oeste del volcán Urpillao (Cerro Loma Iglesias, inmediaciones del Caserío de Purrupampa). En la cima se distinguen flujos de lava andesíticas (1) correspondientes a la novena etapa evolutiva, que sobreyacen a los flujos de lava (2) de la séptima etapa. Ambos depósitos del volcán Urpillao sobreyacen a los flujos de lava andesítica (3) pertenecientes a la tercera etapa del volcán Rushos.

Las primeras etapas eruptivas de los volcanes Rushos y Urpillao ocurrieron durante el Oligoceno inferior, por estar intruidos por un stock diorítico datado en 24 ± 1.0 Ma. (Stewart et al., 1974) e infrayacer a los depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba, respectivamente. Las siguientes etapas eruptivas de ambos volcanes se les asignan una edad del Oligoceno superior al Mioceno temprano por sobreyacer en discordancia erosional a los depósitos piroclásticos de la Caldera Carabamba.

4.25.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos estudiados se tienen: lavas, depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, flujos de cenizas, y flujos de pómez y cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 398, 400, 402, 403, 409, 411, 413, 536, 538, 601).

Estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre $100 \mu\text{m}$ y 3.0 mm . La paragénesis mineral de estas lavas consta de fenocristales de plagioclasa que miden hasta 3 mm (Ca 402, 403). Estos fenocristales son las más abundantes. A veces algunas plagioclasas están óptimamente zonadas (Ca 409, 413). También en algunas rocas están presentes fenocristales de clinopiroxeno (Ca 538). Los ortopiroxenos son subhedrales y euhedrales, y miden menos de 1.5 mm (Ca 400). En algunas rocas los ortopiroxenos coexisten con el clinopiroxeno. Además se distinguen fenocristales de anfíbol bruno de forma alargado y subhedral (Ca 411), a veces se hallan desestabilizados en óxidos. En algunas muestras los anfíboles presentan bordes de óxidos. Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 1.0 mm y están presentes, tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas, cloritas (Ca 400), carbonatos (Ca 409) y cuarzo secundario (Ca 402).

La matriz de la mayoría de muestras es microlítica, constituida de minerales citados anteriormente, presentes en forma de microlitos, donde resalta principalmente la plagioclasa. En ciertas rocas las plagioclasas están en forma de agujas (Ca 403).

b) Depósitos de flujos piroclásticos

b.1 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos están constituidos por una mezcla de bloques andesíticos juveniles de textura porfírica (Ca 406, 531), y fragmentos líticos lávicos, heterogéneos, de tamaños centimétricos incluidos dentro de una matriz fina. Los bloques juveniles presentan una textura porfírica. Se distinguen dos tipos petrográficos: dacitas y andesitas.

Las andesitas presentan fenocristales que miden menos de 1,2 mm (Ca 404), en el que destacan fenocristales de plagioclasa de forma subhedral. También se distinguen fenocristales de anfíbol subhedral a euhedral que están entre 20 - 30%. Estos fenocristales miden entre 100 - 300 μm . Los óxidos ferro-titaníferos están presentes como microcristales en la matriz y en inclusiones en ciertos minerales citados anteriormente. En estas rocas se distinguen minerales secundarios como: arcillas, carbonatos y cuarzo secundario.

En las dacitas (Ca 531) se distinguen fenocristales de plagioclasa de formas subhedrales que miden hasta 2,5 mm. La gran mayoría se encuentran alteradas. También se distinguen fenocristales de cuarzo de forma subhedral que están en aproximadamente 2%. Además se distinguen óxidos y minerales de alteración: carbonatos y arcillas.

b.2 Flujos de pómez y cenizas

Estos flujos presentan pómez blanquecinas y poco vesiculadas (Ca 408, 412, 532, 533). Estas pómez tienen una textura eutaxítica y vitroclástica. Las pómez presentan vesículas de formas irregulares que tienen un tamaño promedio de 2 mm.

Entre los fenocristales se distinguen plagioclasas que tienen formas subhedrales. Estos fenocristales miden hasta 4 mm (Ca 533). También se distinguen fenocristales de cuarzo de forma anhedral y miden hasta 3 mm. Estos fenocristales están entre 10 y 30 % (Ca 412). Además se distinguen cristales de biotita de forma anhedral, que miden hasta 1 mm, y está en aproximadamente 4%. Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 350 μm , y están presentes en forma de microcristales en la matriz y en inclusiones en ciertos minerales nombrados anteriormente. Además se distinguen minerales secundarios: arcillas y carbonatos. Estos flujos son de composición dacítica

b.3 Flujos de cenizas

Corresponden a flujos masivos que presentan una textura vitroclástica (Ca 416, 537). Estas rocas presentan vesículas que miden hasta 2 mm de diámetro. Estas rocas presentan cristales subhedrales y anhedrales que miden menos de 4 mm, incluidos dentro de una matriz vítrea. Se distinguen dos tipos petrográficos: dacitas y andesitas.

En las dacitas, los cristales de plagioclasa son de forma tabular, y miden hasta 2,2 mm (Ca 537). También están presentes cristales de cuarzo de forma anhedral que miden hasta 4 mm. Estos cristales de cuarzo están hasta entre 20 y 40% (Ca 537). Además se distinguen cristales de biotita de forma anhedral que miden hasta 1,2 mm y están en aproximadamente 4%. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 400 μm . En algunas muestras se distinguen minerales secundarios: arcillas y carbonatos. En las andesitas (Ca 416) están

presentes fenocristales de plagioclasa, biotita, óxidos y minerales secundarios (clorita y carbonatos).

4.26 SECUENCIA CALAMARCA II

Ubicada a 3 km al Este del poblado de Calamarca, en el cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) - cuadrante III. Coordenadas geográficas: 78° 22' O, 8° 12' S. Altitud de 3600 msnm.

En los sectores de Barro Negro, Huambo y Chinchivara, se distinguen depósitos de flujos piroclásticos coherentes, emitidos en una tercera fase eruptiva y/o reactivación de la caldera Calamarca. Estos depósitos al Oeste en los sectores de Barro Negro, Calamarca y Huaso yacen discordante a la secuencia volcánica Calamarca I. Mientras que al Este (sectores de Chinchivara y Chacarillas) sobreyacen discordante a la secuencia volcánica Toritos.

En la base se distinguen principalmente depósitos de flujos piroclásticos de cenizas (Ca 315, 493, 504) de color beige y rojo brunáceo, dispuestos en capas subhorizontales, que varían de 0.5 a 2 m de espesor. Contienen fragmentos líticos centimétricos, subangulosos. Están cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de composición andesítica. La matriz presenta fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Asimismo se observan depósitos de lahares en capas gruesas (Foto 4.52).

Al tope se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas (Ca 501), intercalados con flujos piroclásticos de cenizas. Estos productos varían de composición desde andesitas a dacitas. Los flujos de cenizas son de color violáceo y están dispuestos en capas subhorizontales que varían de 1 a 8 m de espesor (Foto 4.53). Presentan fiammes y fragmentos líticos. En inmediaciones de Chinchivara la dirección de los flujos es de 15° - 20° al Oeste. En general toda la secuencia alcanza un espesor aproximado de 400 m.



Foto 4.52. En inmediaciones del caserío de Chinchivara se distingue la base de la secuencia Calamarca II que consisten de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (1) en capas gruesas, intercalados con niveles de depósitos de lahares (2).



Foto 4.53. En inmediaciones del Poblado de Barro Negro se observan depósitos de la secuencia Calamarca II, conformados por flujos piroclásticos de cenizas (1), flujos piroclásticos de pómez y cenizas en capas gruesas, subhorizontales (2).

Al Norte en los sectores de Barro Negro y Sicchal, los depósitos piroclásticos están cubiertos por lavas andesíticas, de colores gris oscuro a gris verdoso que contienen fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos (Ca 210, 253, 254). A veces están ligeramente cloritizados. Estas lavas tienen una dirección de flujo al Oeste, intercalándose con delgados niveles de flujos de cenizas. Conforman un espesor total de 150 m.

Respecto a la edad, se sugiere una edad de emplazamiento ocurrido en el Mioceno inferior, puesto que yace discordante a los flujos piroclásticos del volcán Cururupa del Oligoceno superior.

4.26.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos emitidos durante la formación de la caldera Calamarca se distinguen lavas, depósitos de flujos de cenizas, y flujos de pómez y cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son afaníticas y de color gris oscuro (Ca 41, 210, 253, 254, 576).

Estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μm y 3.0 mm.

Se distinguen fenocristales de plagioclasa que miden hasta 3 mm. También se distinguen fenocristales de ortopiroxenos que miden menos de 1.2 mm. Además se distinguen fenocristales de anfíbol bruno de forma alargado y subhedral. Estos fenocristales miden hasta 2 mm. Algunos anfíboles presentan bordes de óxidos. Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 1 mm, y están presentes tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol. Estas rocas corresponden a andesitas.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 210), cloritas (Ca 253, 254), carbonatos (Ca 253) y cuarzo secundario (Ca 254, 576).

b.1 Flujos de cenizas

Corresponde a depósitos masivos, cohesivos (Ca 315, 493, 504). Presentan texturas eutaxítica y vitroclástica. Estas rocas contienen minerales fragmentados y fragmentos líticos lávicos incluidos dentro de una matriz fina.

En todas estas rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa subhedral a anhedral, a menudo de forma tabular que miden hasta 3 mm (Ca 493). Algunas muestran inclusiones vítreas en sus bordes (Ca 493). En ciertas muestras las

plagioclasas están zonadas (Ca 493). También en todos están presentes los óxidos ferro-titaníferos en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 600 μm . Fenocristales de biotita son frecuentes (Ca 493, 504). Anfíboles que miden hasta 1.5 mm (Ca 387, 493) y algunos han sido reemplazados en óxidos (Ca 493). En algunas muestras se distinguen moldes de anfíbol (Ca 383). Estas rocas corresponden a andesitas.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 504) y clorita (Ca 504).

b.2 Flujos de pómez y cenizas

Estas rocas presentan pómez blanquecinas, poco vesiculadas (Ca 501) de textura vitroclástica, cuyos fenocristales miden menos de 5.0 mm.

Las pómez presentan fenocristales de plagioclasa de formas subhedrales, a menudo de forma tabular. Estos fenocristales miden menos de 3 mm (Ca 501). Además contienen fenocristales de cuarzo de forma anhedral que miden hasta 3 mm (Ca 501). También se distinguen cristales de biotita de forma subhedral (Ca 501) que miden hasta 1 mm. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 350 μm . Además, fenocristales de óxidos están presentes en forma de inclusiones en ciertos minerales nombrados anteriormente. Estas pómez son de composición dacítica.

ETAPA 4: MIOCENO INFERIOR

4.27 VOLCÁN ALTO DORADO

Estratovolcán localizado 17 km al Suroeste de Santiago de Chuco, aledaño al volcán Cururupa. Está dentro del cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) – cuadrante I. Coordenadas geográficas: 78° 15' O, 8° 17' S. Altitud de 4364 msnm. En la parte central y Este de la estructura volcánica se distingue una zona de alteración silico-argílica.

Este volcán presenta tres niveles que sugieren tres etapas evolutivas: un nivel inferior constituido de lavas andesíticas (Ca 118, 192, 193, 251, 319, 364), que presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, clorita. Estas lavas el sector Oeste están intruidos por un cuerpo subvolcánico y domos de lava andesíticos.

El nivel medio visible al oeste del centro volcánico está constituido de flujos piroclásticos de bloques y cenizas andesíticos, con bloques juveniles andesíticos que miden menos de 10 cm, incluidos dentro de una matriz fina. Están cubiertos por depósitos de flujos de cenizas (Ca 367). En general, estos depósitos son cohesivos, y están dispuestos en capas masivas de 0.5 a 3 m de espesor.

En el nivel superior se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de composición andesítica (Ca 318, 365, 366) que yacen al Sur del volcán, inmediaciones de la Hacienda Calipuy (Foto 4.54) y hacia el Sureste. Cada capa mide entre 2 a 14 m de espesor. Los depósitos de flujos presentan una coloración gris blanquecina a gris verdosa (Foto 4.55). Contienen fragmentos juveniles andesíticos que miden hasta 40 cm de diámetro, mientras que la matriz presenta fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Estos depósitos de flujos están intercalados con niveles de lahares. Fueron generados durante un estadio final del volcanismo. En los alrededores del poblado de Calipuy estos depósitos están intruidos por cuerpos subvolcánicos andesíticos.

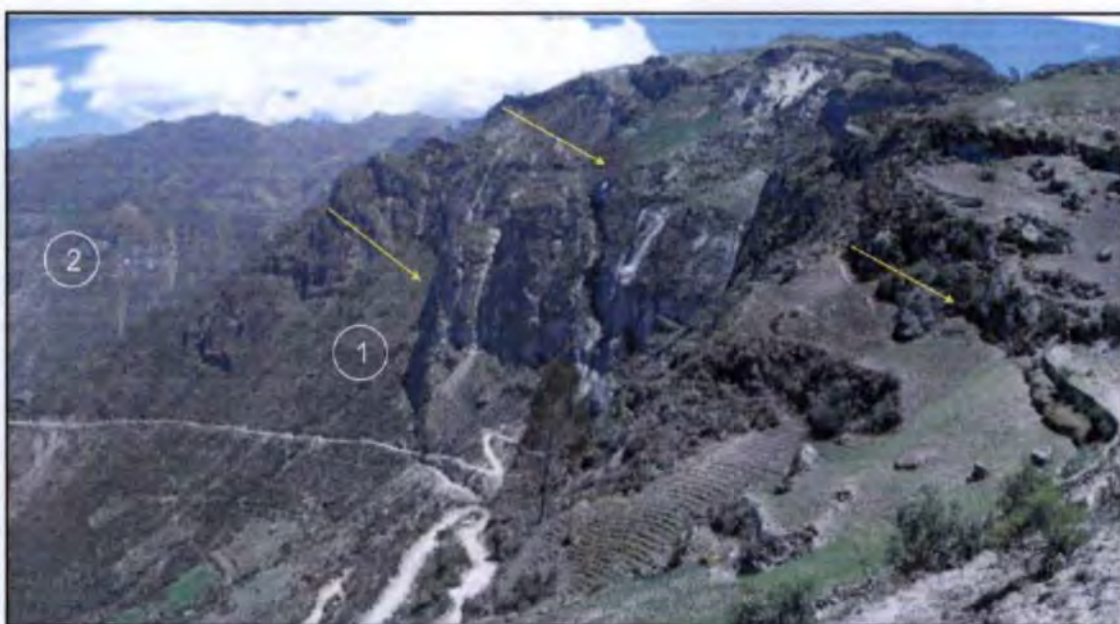


Foto 4.54. Al norte del poblado de Calipuy (Cerro Toril) se aprecia una secuencia de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas cohesivas, y de aspecto masivo con dirección de flujo al Sureste (1), perteneciente al volcán Alto Dorado. Toda la secuencia es cortada por cuerpos subvolcánicos andesíticos (2).

Los depósitos del volcán Alto Dorado, principalmente los flujos de bloques y cenizas, en el sector Norte descansan sobre los flujos del volcán Cururupa, mientras que al Sur y Este yacen discordante sobre la secuencia volcánica Monyugo.



Foto 4.55. Detalle del flujo piroclástico de bloques y cenizas del volcán Alto Dorado en inmediaciones del cerro Toril (NE del poblado Calipuy). Los fragmentos líticos son monomícticos, que miden hasta 40 cm, la matriz presenta principalmente fenocristales de plagioclasa y anfíbol.

Una muestra de lava tomada en la Pampa Los Arrieros (9087843 N, 807452 E) y en el Cerro Valeriana (9085039 N, 806781 E) fueron datadas por el método K/Ar sobre roca total reportando edades de 20.4 ± 1 Ma y 18.5 ± 0.8 Ma, (Tabla 2) por lo que se asume que este volcán tuvo fases de reactivación durante el Mioceno inferior - medio.

4.27.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos estudiados tenemos: lavas, depósitos de flujos de bloques y cenizas, y depósitos de flujos de cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro (Ca 118, 192, 193, 251, 319, 364).

Estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre $100 \mu\text{m}$ y 3.0 mm . La paragénesis mineral está constituida de fenocristales de plagioclasa que llegan a medir hasta 3 mm (Ca 192, 319). Estas son euhedrales a subhedrales. A veces las plagioclasas están óptimamente zonadas (Ca 118, 319, 364). En algunas rocas se distinguen fenocristales de clinopiroxeno (Ca 251, 319, 364), el cual aparece casi siempre en equilibrio con la matriz. Los ortopiroxenos son subhedrales y euhedrales y miden menos de 1.5 mm (Ca 251, 319, 364). El anfíbol bruno es de forma alargado y subhedral. Este mineral mide hasta 3 mm (Ca 118), y a

veces se presenta desestabilizado y con bordes de óxidos (Ca 192). Todas las rocas contienen óxidos de hierro-titanio que miden menos de 300 μm y están presentes, tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, y raramente en la plagioclasa. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas, carbonatos (Ca 118) y cuarzo secundario.

La matriz de la mayoría de muestras es vítrea, donde resalta principalmente la plagioclasa en forma de microlitos.

b) Depósito de flujos piroclásticos

b.1 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos contienen bloques andesíticos juveniles, de textura porfírica (Ca 318, 365, 366) y fragmentos líticos heterogéneos de tamaños milimétricos y centimétricos, incluidos dentro de una matriz fina. Los bloques juveniles presentan una textura porfírica. Entre ellas se distinguen fenocristales de plagioclasa de forma subhedral. En algunas rocas las plagioclasas están zonadas (Ca 318, 365). También se distinguen fenocristales de anfíbol subhedral a euhedral que miden menos de 2 mm (Ca 366). Algunos contienen inclusiones de óxidos y/o están completamente desestabilizados en óxidos (Ca 318). También se distinguen cristales de biotita de forma subhedral. Los ortopiroxenos están presentes en las rocas más básicas. Estos son subhedrales y euhedrales, y miden menos de 400 μm (Ca 365). Los óxidos ferro-titaníferos están presentes como microcristales en la matriz y en inclusiones en ciertos minerales citados anteriormente. En estas rocas a veces se distinguen minerales secundarios como arcillas, carbonatos y cuarzo secundario. Estas rocas son de composición andesítica.

b.2 Flujos de cenizas

Corresponden a flujos masivos que presentan una textura vitroclástica (Ca 367). Dentro del flujo se distinguen cristales fragmentados que en su gran mayoría miden menos de 2 mm. Entre ellos cristales de plagioclasa subhedrales, que tienen forma tabular. También se distinguen cristales de cuarzo de forma anhedral (Ca 367). Además se distinguen minerales de biotita de forma anhedral. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 400 μm . Además se distinguen minerales secundarios: arcillas y carbonatos. Estas rocas son de composición dacítica.

4.28 VOLCÁN QUIRUVILCA

Se encuentra en inmediaciones del poblado de Quiruvilca (Foto 4.56), en el cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) – cuadrante IV. Coordenadas geográficas: 78° 18' O, 8° 00' S. Altitud de 4115 msnm. El centro volcánico está constituido de lavas andesíticas, depósitos de flujos piroclásticos y lahares bastante alterados e hidrotermalizados, con

alteración argílica y propilítica. Asimismo están cortadas por diques y vetas polimetálicas (Ag, Cu, Pb, Zn).

De acuerdo a los estudios estratigráficos realizados se han identificado cuatro niveles probablemente ligados a cuatro etapas eruptivas (Fig. 4.20).

En el primer nivel se distinguen flujos de lava andesítica afírica (Ca 66), de coloración gris verdosa, con cristales de plagioclasa y piroxeno, observables en la base del Cerro La Huaca y en el río Shorey. Conforman un espesor total de 150 m.

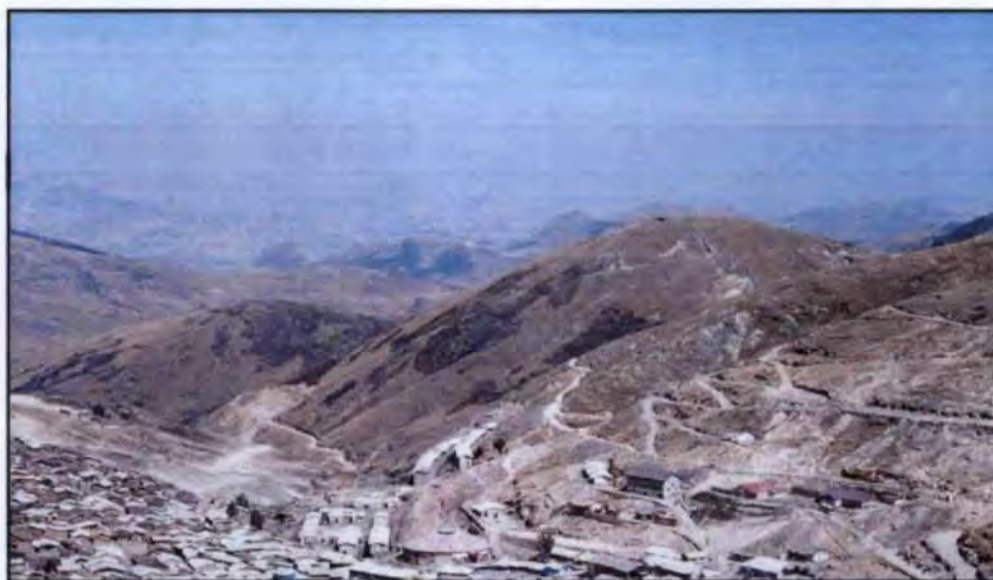
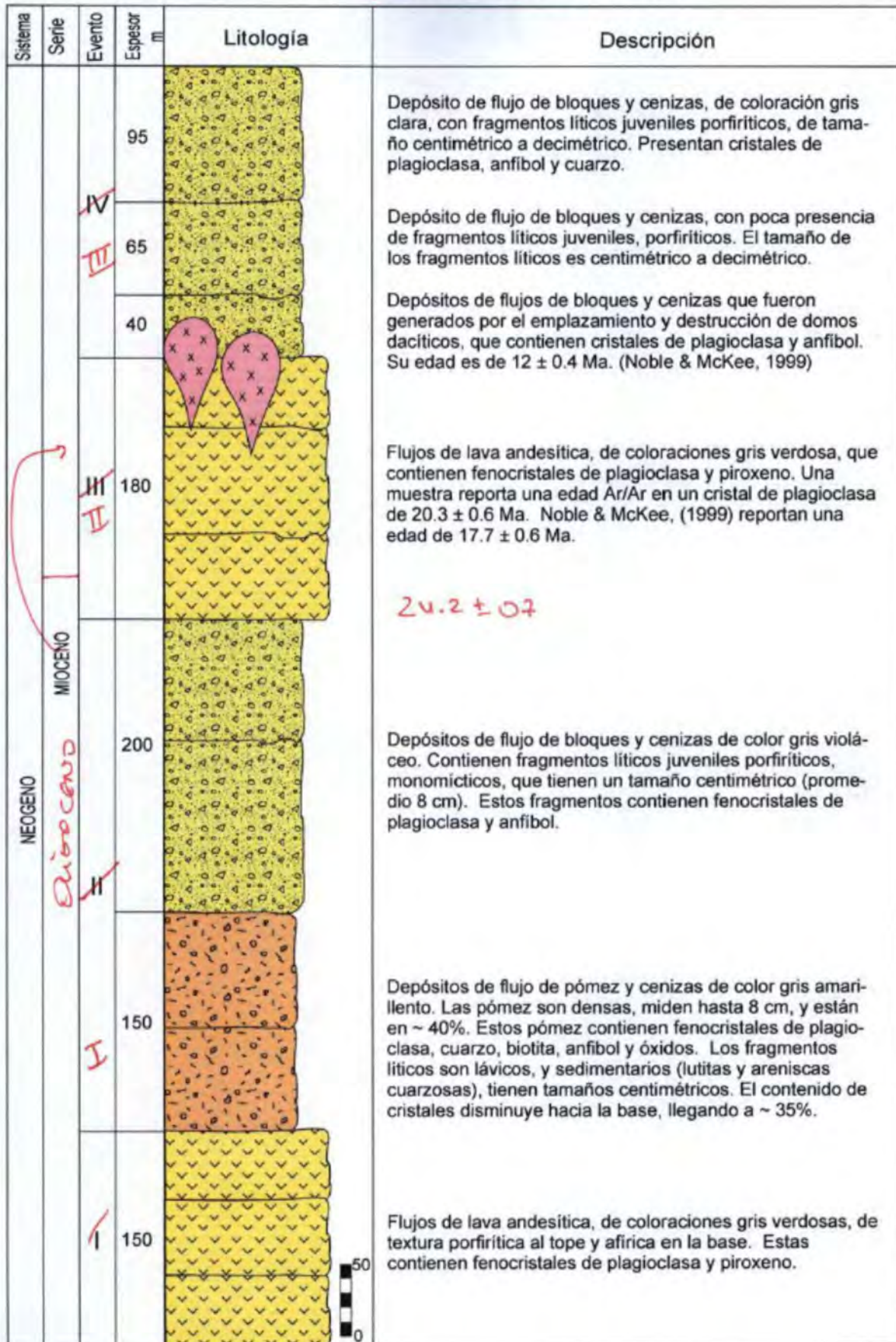


Foto 4.56. En la mina Quiruvilca afloran depósitos de flujos piroclásticos y lavas andesíticas del volcán Quiruvilca que se encuentran alterados y atravesados por numerosas vetas polimetálicas. En el centro del volcán está asentado el pueblo de Quiruvilca.

Los depósitos que constituyen el segundo nivel consisten en flujos piroclásticos de pómez y cenizas, de coloraciones gris amarillentas. En la matriz se distinguen fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. Además, estos flujos poseen fragmentos líticos lávicos porfíricos y afíricos, y fragmentos sedimentarios (lutitas y areniscas cuarzosas). Las pómez son densas y de texturas porfíricas. Estos flujos de pómez y cenizas infrayacen a depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Foto 4.56), que contienen fragmentos líticos juveniles monomícticos, de tamaños centimétricos. Estos líticos contienen cristales de plagioclasa y anfíbol. Sus afloramientos se les reconoce en los cerros San Lorenzo (Foto 4.57) y Palo Blanco (al NE de Quiruvilca) y en inmediaciones de los cerros Alto El Toro y Sango (al ENE de Motil). Conforman un espesor total de 350 m.

El tercer nivel está constituido por flujos de lava andesítica porfírica (Ca 159, 470), gris verdosos, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Conforman el sector Norte y Sur del volcán. Una muestra tomada en el Cerro Negro (9112648 N, 799122 E), carretera

14
Fig. 4.20 - VOLCÁN QUIRUVILCA



Quiruvilca - Santiago de Chuco, datada por el método Ar/Ar en un cristal de plagioclasa reporta una edad de 19.8 ± 0.8 Ma (Tabla 1) es decir Mioceno inferior. Estos flujos de lava tienen un espesor de 180 m.



Foto 4.57. Detalle del flujo piroclástico de bloques y cenizas tomado en el cerro San Lorenzo. Los fragmentos líticos en su mayoría son monomíticos. Estos tienen tamaños centimétricos.

El cuarto y último nivel consiste de varios depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Foto 4.58), de colores gris claros a gris verdosos, ligados probablemente al colapso gravitacional o la explosión interna de varios domos de lava andesíticos localizados en el sector Oeste del volcán, a 4 km al Oeste de Shorey. Estos domos presentan estructuras tipo *flow banding*. Estos flujos contienen fragmentos juveniles porfíricos, monomíticos y con fractura prismática. Tienen un espesor aproximado de 200 m. Cubren los sectores Norte y Noroeste del volcán, así como también a los depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas pertenecientes al complejo volcánico Payhual-Caupar, localizados en los cerros de Bandurria y Sombredaray. Asimismo, se encuentran rellenando el paleocauce del río Constanza (Alto Moche).



Foto 4.58. Depósito de flujos piroclásticos de bloques y cenizas masivos (Cerro Las Gordas), provenientes del colapso y/o explosión de domos de lava andesíticos localizados al Oeste del volcán Quiruvilca.

En base a las dataciones radiométricas realizadas se alega que este centro volcánico presento un reactivación de su actividad en el tiempo. Presentó actividad en el Mioceno inferior.

4.28.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos estudiados de este volcán tenemos: flujos de lavas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan un color gris (Ca 66, 159, 470).

Estas rocas tienen una textura porfírica a microlítica fluidal (Ca 159). En estas rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa que alcanzan a medir 2.8 mm (Ca 470). Los fenocristales de plagioclasa son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales. También se distinguen fenocristales de anfíbol bruno de forma alargado y subhedral que miden hasta 2.5 mm (Ca 66, 159). Algunos presentan bordes delgados de óxidos y la mayoría fueron remplazados completamente en óxidos (Ca 159). En algunas rocas se distinguen fenocristales de ortopiroxeno de formas subhedrales y euhedrales y menores de 400 μm (Ca 470). Los óxidos ferro-titaníferos de tamaño inferior al 300 μm están presentes, tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el ortopiroxeno y anfíbol. En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas, cloritas y cuarzo secundario (Ca 470). Estas rocas son de composición andesítica.

Además en estas rocas se distinguen aglomerados de microlitos de plagioclasa (Ca 159). Así como aglomerados de plagioclasa, ortopiroxenos y óxidos que interaccionan entre si (Ca 470).

4.29 CENTRO VOLCÁNICO TOTORA

Ubicado 12 km al Oeste de Santiago de Chuco, en el cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) - cuadrante I. Coordenadas geográficas: 78° 17' O, 8° 08' S. Altitud de 4200 msnm.

Corresponde a un estratovolcán bastante erosionado. Restos de su cono volcánico está constituido por lavas visibles en el sector de Coipin, que se prolongan al Este hasta los sectores de Muycan y quebrada Chivatos. Este cono volcánico probablemente fue destruido durante la formación de la caldera de Calamarca, pues en la actualidad el extremo Oeste limita con flujos piroclásticos riolíticos (secuencia Toritos) ligados a formación de dicha caldera.

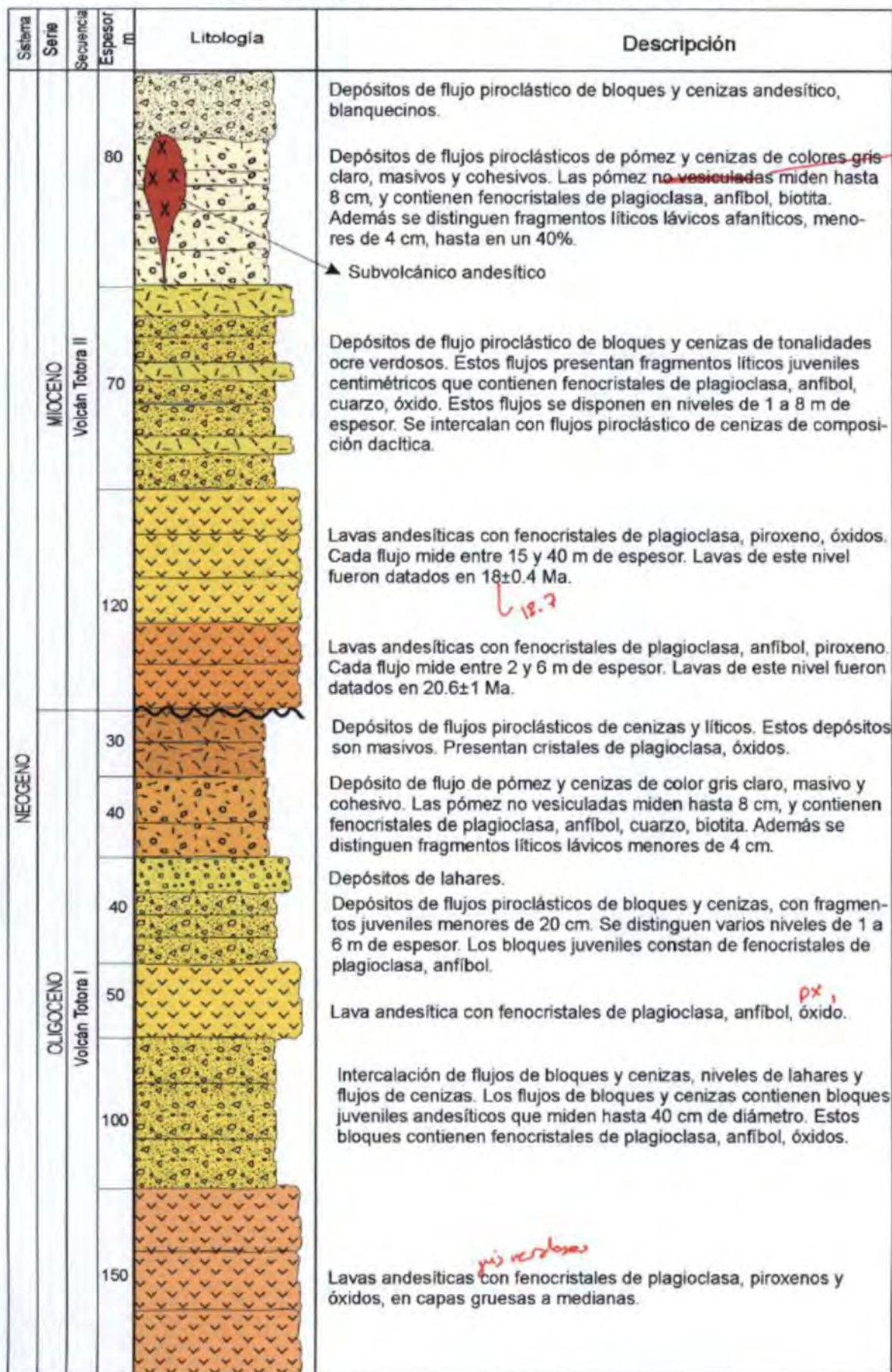
Basado en los tipos de depósitos, correlaciones estratigráficas y dataciones radiométricas, se alega que este volcán ha mostrado signos de reactivación en el tiempo. Presento un periodo denominado **Totora I** (Fig. 4.21), durante el cual se emplazaron lavas andesíticas (Ca 247, 258) con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos, cubiertas por una intercalación de flujos piroclásticos de bloques y cenizas que contienen bloques juveniles andesíticos que miden hasta 40 cm de diámetro, y niveles de lahares y flujos de cenizas.

Encima se distingue un nivel de lava andesítica de 50 m de espesor. Le sobreyacen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, y flujos de bloques y cenizas (Foto 4.59). Estos últimos presentan bloques juveniles que contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. Estos depósitos están dispuestos en capas que miden entre 0.4 a 20 m de espesor y se encuentran distribuidas principalmente a lo largo del río Huaychaca (Sur, Este y Norte de Santiago de Chuco). Al tope se distingue una intercalación de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas (Ca 260, 302) y algunos horizontes de lahares. Los flujos de cenizas son de color gris verdoso, dispuestos en capas delgadas, y contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol, y líticos lávicos centimétricos (Fig. 4.21).

La dirección predominante de los flujos es de 15 a 20° al Sureste. El espesor total aproximado es de 400 m (Foto 4.59). Estos depósitos infrayacen a los depósitos del volcán Cururupa.

Durante una segunda etapa eruptiva denominada **Totora II** se emplazaron flujos de lavas y flujos piroclásticos (Fig. 4.21), que cubren los depósitos del volcán Cururupa.

Fig. 4.21 SECUENCIA VOLCÁNICA DEL VOLCAN TOTORA I, II Sector Santiago de Chuco Suruvara ,Cerro Totora



Las lavas son de composición andesítica (Ca 259, 316, 618, 620) y contienen fenocristales de plagioclasa y piroxeno, son distinguidas en los sectores de Coipin, quebrada Chivatos, y Cerro Totorá. Mientras, que los depósitos piroclásticos corresponden a flujos de bloques y cenizas, soldados, de composición andesítica (Ca 491) a dacítica (Ca 450), y de colores gris blanquecino. Estos últimos presentan bloques juveniles que contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos de Fe-Ti. Se intercalan también flujos de cenizas (Ca 262, 360) con líticos centimétricos incluidos dentro de una matriz de cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Estos depósitos son mejor distinguidos en el sector de Suruvara, Lanvalle y Cerro Pupara.

Al tope de esta unidad, se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas bastante cohesivos, cuyas capas miden hasta 10 m de espesor y contienen fragmentos líticos que alcanzan hasta 10 cm de diámetro. Las pómez son densas y contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol (Ca 492). Estos flujos están cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas. Estos últimos flujos miden aproximadamente 80 m de espesor (Foto 4.60).

Esta secuencia está intruida por cuerpos subvolcánicos andesíticos, presentando alguna de ellos alteración hidrotermal.



*Foto 4.59. Al Sur y Sureste de Santiago de Chuco se distinguen depósitos de la etapa **Totorá I** que corresponden a flujos piroclásticos de bloques y cenizas intercalados con cenizas y lahares en capas gruesas (1). Suprayace depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas del volcán Alto Dorado (2).*



Foto 4.60. Al Norte de Suruvara (carretera Quiruvilca - Santiago de Chuco) afloran depósitos de la etapa **Totora II** que corresponden a flujos piroclásticos de bloques y cenizas en capas gruesa y de aspecto masivo (1). Subyacen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas dacíticas con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y anfíbol (2).

Se ha datado un flujo de lava que yace en el sector de Coipin (9098880 N, 800825 E) por el método K/Ar en roca total reportando una edad de 20.6 ± 1 Ma (Tabla 2). Asimismo, en la quebrada Chivatós (9101919 N, 810145 E) se ha efectuado una datación de una lava por el método Ar/Ar en un cristal de plagioclasa que reporta una edad 18.7 ± 0.4 Ma (Tabla 1). Por lo que se asume que la etapa volcánica **Totora II**, se emplazó durante el Mioceno inferior, mientras que la etapa **Totora I**, por infrayacer a los depósitos de la etapa **Totora II** se le asigna al Oligoceno.

4.29.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos estudiados tenemos: lavas, depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, flujos de cenizas, y flujos de pómez y cenizas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas y presentan colores gris claro a gris oscuro (Ca 247, 258, 259, 316, 618, 620), Anexo 1.

Estas rocas tienen una textura porfírica, traquítica a microlítica fluidal dentro una matriz vítrea (Ca 247, 258, 259, 316, 618, 620). Los fenocristales de plagioclasa son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales. En algunas rocas las plagioclasas llegan a medir hasta 2.0 mm (Ca 258, 618). En ciertas muestras las plagioclasas presentan bordes con inclusiones vítreas (Ca 247, 258). También se distinguen fenocristales de anfíbol de color bruno, de forma subhedral que miden hasta 1 mm (Ca 247, 258, 259). En ciertas muestras anfíboles se encuentran completamente desestabilizados en óxidos y/o presentan bordes de óxidos (Ca 247, 258, 259, 618, 620). También está presente la biotita de forma subhedral (Ca 259). Además, se

distinguen fenocristales de clinopiroxeno (Ca 247). Los ortopiroxenos son subhedrales y euhedrales y miden menos de 400 μm (Ca 618). Los óxidos ferro-titaníferos que miden menos de 400 μm y están presentes, tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol. Estas rocas son de composición andesítica.

En algunas muestras se distinguen minerales de alteración: arcillas, cloritas (Ca 618), calcita (Ca 259) y epidota.

b) Depósitos de flujo piroclástico

b.1 Flujos de cenizas

Estos flujos son masivos (Ca 260, 262, 302, 360), presentan una textura vitroclástica. Dentro de estos flujos se distinguen minerales fragmentados y fragmentos líticos lávicos incluidos dentro de una matriz vítrea.

Muestras de estos flujos presentan fenocristales de plagioclasa subhedrales y anhedrales, a menudo de forma tabular que miden hasta 2 mm. También se distinguen fenocristales de cuarzo de forma subhedral que miden hasta 300 μm . Además se distinguen biotitas de formas subhedrales que miden menos de 350 μm . Anfíbol que están completamente desestabilizado en óxidos. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 400 μm . Estos flujos son de composición dacítica.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 260, 302, 360) y cuarzo secundario (Ca 302).

b.2 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos están constituidos de bloques juveniles dacíticos (Ca 450) y andesíticos (Ca 491) de textura porfírica, y fragmentos líticos lávicos de tamaños centimétricos incluidos dentro de una matriz en la cual existe una gran cantidad de fenocristales fragmentados.

En los bloques juveniles dacíticos se distinguen fenocristales de plagioclasa de forma subhedral que miden hasta 1.5 mm. Algunas están ópticamente zonadas (Ca 450). Los óxidos están presentes como microcristales en la matriz y como inclusiones en ciertos minerales. También se distinguen fenocristales de anfíbol subhedral a euhedral que están entre 20-40%. Algunos presentan bordes de óxidos (Ca 450) y ciertos están completamente desestabilizados en óxidos. Además se distinguen fenocristales de biotita (Ca 450). El cuarzo está en menos del 1%.

En los bloques juveniles andesíticos (Ca 360), se distinguen fenocristales de plagioclasas subhedrales que son los más abundantes. Estas tienen formas alargadas y miden hasta 3 mm. Algunas plagioclasas están zonadas. Otras muestran inclusiones

vitreas y microlitos de apatita. También se distinguen fenocristales de anfíbol que están en aproximadamente 10%. Estos tienen forma subhedral y euhedral. Algunos fenocristales de anfíbol miden hasta 2 mm y presentan inclusiones de plagioclasas. Biotita está en aproximadamente 1%, y son de forma subhedral. Óxidos están presentes en la matriz y como inclusiones en los anfíboles.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 491), clorita (Ca 450), zeolitas y carbonatos.

b.3 Flujos de pómez y cenizas

Estos flujos presentan pómez blanquecinas y poco vesiculadas (Ca 492). Dichas pómez presentan una textura vitroclástica. Las vesículas tienen forma irregular y frecuentemente miden menos de 2 mm de diámetro.

Las pómez presentan fenocristales de plagioclasas subhedrales y anhedrales de formas tabulares. Estos fenocristales miden hasta 2 mm, y ciertos están zonados (Ca 492). También se distinguen fenocristales de anfíbol que miden hasta 2 mm. Los óxidos ferrotitaníferos miden menos de 350 μm y están presentes en forma de microcristales en la matriz. Óxidos también se distinguen en forma de inclusión en ciertos minerales nombrados anteriormente. Estos flujos son de composición andesítica.

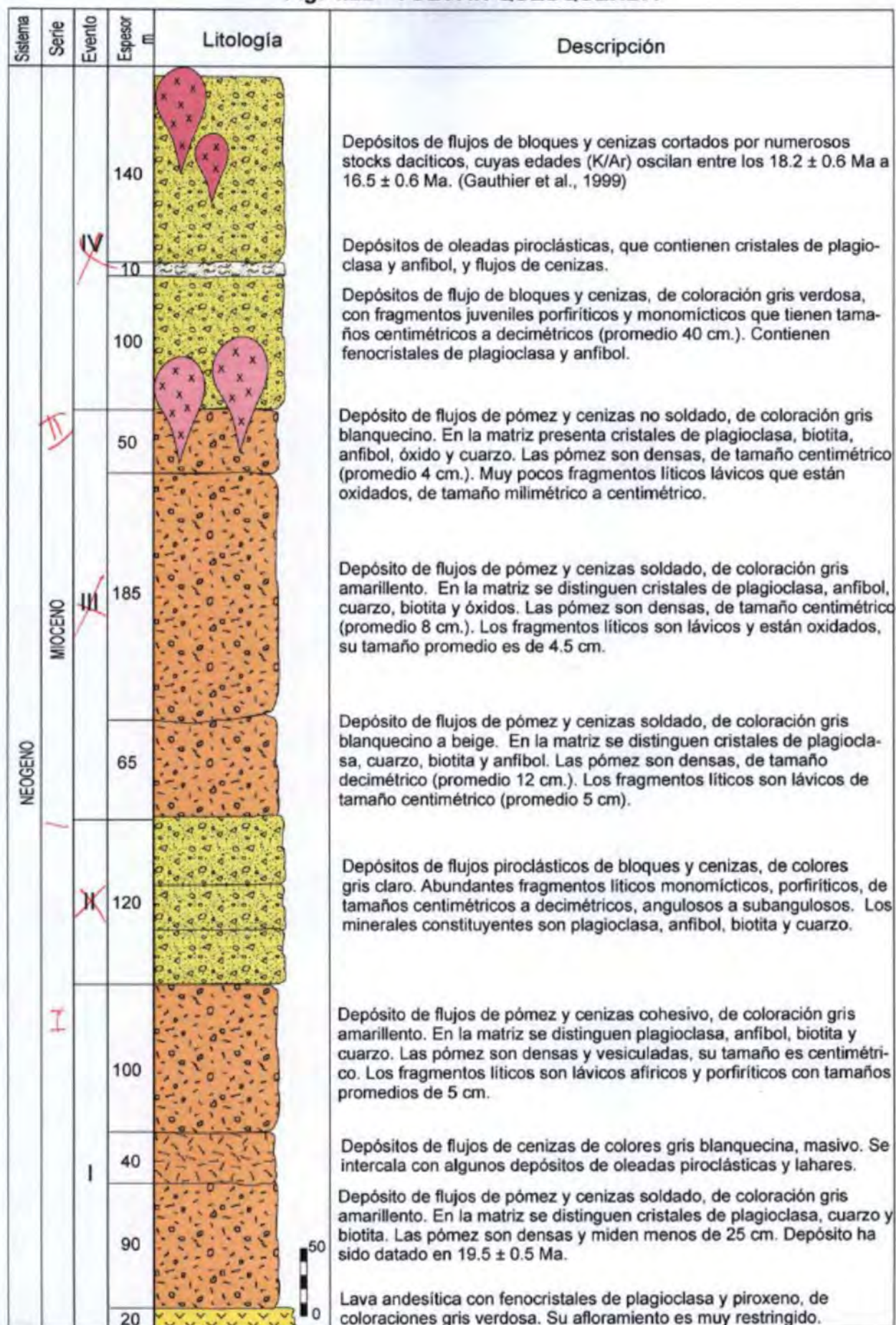
4.30 VOLCÁN QUESQUENDA

Volcán poligenético con domos de lava asociados, parcialmente erosionado, localizado 12 km al Este del distrito de Quiruvilca. Está dentro del cuadrángulo de Cajabamba (16g) - cuadrante II. Coordenadas geográficas: 78° 12' O, 7° 59' S. Altitud de 4204 msnm.

El volcán Quesquenda se caracteriza por presentar en su mayoría depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, y flujos piroclásticos de bloques y cenizas asociados al crecimiento y destrucción de domos de lava. La parte central de la estructura volcánica está constituida por domos de lava que muestran estructuras del tipo *flow banding*. En base a los depósitos encontrados en la zona, la historia eruptiva del volcán Quesquenda puede ser dividida en cuatro etapas evolutivas (Fig. 4.22).

La primera etapa involucra lavas andesíticas con fenocristales de plagioclasa y piroxeno que yacen en la parte central del volcán. Sobre estas lavas yacen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas de colores gris claro, con contenido de fragmentos líticos (Foto 4.61). Estos flujos en la matriz contienen cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Las pómez son densas y fibrosas, y contienen fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo; mientras que los fragmentos líticos son de naturaleza lávica. Se intercalan depósitos de flujos piroclásticos de ceniza gris blanquecina (Ca 358, 468) con algunos depósitos de lahares, visibles en la quebrada del Agua donde conforman un espesor total de 250 m. En esta quebrada del Agua se tomó una muestra de pómez del

Fig. 4.22 - VOLCÁN QUESQUENDA



flujo piroclástico de pómez y cenizas datada por el método Ar/Ar en 19.5 ± 0.5 Ma, sobre un cristal de plagioclasa (Tabla 1).



Foto 4.61. En el sector del Cerro Jaulabamba, se reconocen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas intercalados con lahares correspondientes a los depósitos de la primera etapa evolutiva del volcán Quesquenda. Están cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas correspondientes a la cuarta etapa eruptiva (2).

Sobreyacen los depósitos de la segunda etapa evolutiva que consisten en flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Ca 622), de colores gris claros; que contienen fragmentos líticos juveniles, monomícticos, porfíricos, de tamaños centimétricos a decimétricos (Foto 4.62). Estos líticos presentan cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Afloran en las cercanías del caserío de Cushuro y Los Alumbres, donde sobreyacen en fuerte discordancia angular a los depósitos sedimentarios de las formaciones Inca, Chulec y Pariatambo (Foto 4.63). Tienen un espesor aproximado de 120 m.

En la tercera etapa se emplazaron depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas riolíticos, de coloraciones gris blanquecinas a beiges. Estos depósitos contienen cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita. Las pómez son densas, mientras que los fragmentos líticos lávicos porfíricos son de tamaños centimétricos. Afloran en inmediaciones del cerro Alto Grande, conformando un espesor aproximado de 300 m.



Foto 4.62. Depósito de flujo de bloques y cenizas, con fragmentos líticos monomícticos de tamaños decimétricos, localizados en el Caserío La Ramada.

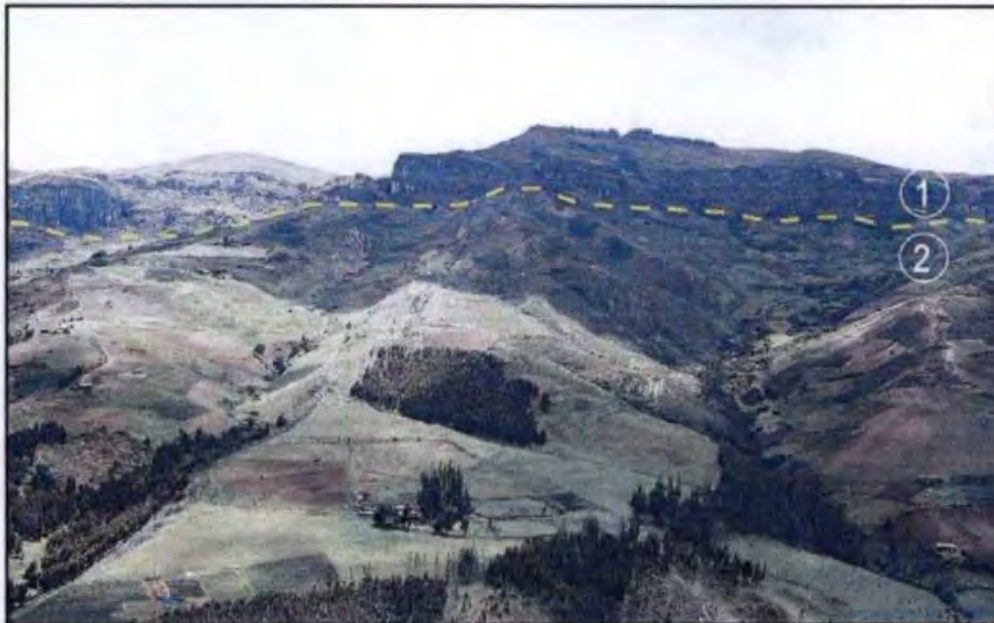


Foto 4.63. En el caserío de Corral Grande se distinguen depósitos de flujos piroclásticos subhorizontales generados en una segunda etapa eruptiva volcán Quesquenda (1). Dichos flujos subhorizontales sobreyacen en discordancia angular a la secuencia sedimentaria del Mesozoico, conformada por las formaciones Inca, Chulec y Pariatambo (2).

La cuarta etapa evolutiva está asociada con el emplazamiento y destrucción de domos de lava dacíticos. Los depósitos generados consisten de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Ca 29, 621), de coloraciones gris verdosas, con fragmentos líticos juveniles de

texturas porfíricas (Foto 4.64). Estos fragmentos son de tamaño centimétrico a decimétrico, y contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Entre los flujos de bloques y cenizas se intercalan algunos depósitos de oleadas piroclásticas (Foto 4.65), que contienen cristales de plagioclasa y anfíbol de tamaños menores al milímetro. Los afloramientos correspondientes a esta etapa evolutiva cubren el sector Norte del volcán, conformando los cerros Culantrillo, Tirador, Balcón del Tirador y Piedra Parada. Tienen un espesor aproximado de 250 m.



Foto 4.64. Detalle del depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas, que aflora en el caserío de Quesquenda. Este depósito contiene fragmentos líticos porfíricos de tamaños centimétricos a decimétricos.



Foto 4.65. En el sector de la Pampa de Negro, se reconocen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (1) intercalados con un depósito de oleada piroclástica (2).

Datación radiométrica Ar/Ar efectuada en plagioclasas de pómez de un flujo piroclástico generado en la primera etapa reporta una edad de 19.5 ± 0.5 Ma. (Tabla 1), y otra datación radiométrica K/Ar realizada en un cuerpo subvolcánico dacítico que corta a los depósitos generados en la cuarta etapa eruptiva reporta 18.2 ± 0.6 Ma. Por lo que se asigna a los depósitos del volcán Quesquenda como pertenecientes al Mioceno inferior.

4.30.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos estudiados tenemos: depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, flujos de bloques y cenizas, y flujos de pómez y cenizas.

a) Depósitos de flujo piroclástico

a.1 Flujos de bloques y cenizas

Estos depósitos están constituidos de bloques andesíticos juveniles de textura porfírica (Ca 29, 621, 622) y bloques líticos lávicos, de tamaños milimétricos y centimétricos, incluidos dentro de una matriz en la cual existe una gran cantidad de fenocristales fragmentados. Se distinguen dos tipos petrográficos: andesitas y dacitas.

Las andesitas (Ca 29, 621) presentan fenocristales que miden hasta 2.5 mm y microlitos alargados, dispersos en la matriz. En ellas se distinguen fenocristales de plagioclasa de forma subhedral y euhedral. Además se distinguen fenocristales de anfíbol subhedral y euhedrales, alargados que miden hasta 1.2 mm. Algunos fenocristales de anfíbol

tienen bordes de óxidos y están remplazados en óxidos. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes principalmente como microcristales en la matriz y miden hasta 300 μm .

En las dacitas (Ca 622) se distinguen dos familias: los microlitos en la matriz y los fenocristales que miden hasta 4 mm. Entre los fenocristales se distinguen a las plagioclasas de formas subhedrales y euhedrales. También se distinguen fenocristales de anfíboles subhedrales que miden hasta 3 mm. Algunos presentan bordes oxidados y algunos están remplazados por óxidos. Además se distinguen cristales de biotita de formas subhedral y euhedral. Algunas biotitas miden hasta 1,5 mm. Además se distinguen cristales de cuarzo de forma anhedral que miden hasta 1,8 mm. Finalmente los óxidos están presentes principalmente en la matriz y miden menos de 300 μm .

a.2 Flujos de cenizas

Estos depósitos son masivos y presentan texturas eutaxítica y vitroclástica (Ca 358, 468). Estas rocas presentan vesículas poco alargadas que frecuentemente miden menos de 2 mm de diámetro. Se distinguen dos tipos petrográficos: andesitas y dacitas.

En las andesitas se distinguen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y óxidos. Los fenocristales de plagioclasa son los más numerosos. Ellos tienen formas subhedrales (Ca 358). También se distinguen fenocristales de anfíbol de forma subhedral y anhedral que miden hasta 1.5 mm. Algunos se encuentran desestabilizados en óxidos. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 400 μm . En ciertas rocas (Ca 358) los minerales muestran un ligero alineamiento.

En las dacitas se distinguen fenocristales de plagioclasa de formas subhedrales que miden hasta 1,5 mm. También se distinguen fenocristales de anfíbol de forma euhedral, que miden hasta 2,2 mm. Cristales de biotita de forma subhedral, y está en menos del 2%. Los fenocristales de anfíboles y biotitas están totalmente remplazados en óxidos (Ca 468). Cristales de cuarzo miden hasta 200 μm , y están en menos del 2%. Los óxidos están presentes en forma de microcristales dentro de la matriz.

a.3 Flujos de pómez y cenizas

Estos flujos presentan pómez blanquecinas, porfíricas y poco vesiculadas (Ca 359, 447, 469). Las vesículas frecuentemente son menores de 200 μm . Estas pómez son de composiciones andesítica y dacítica.

En las pómez dacíticas (Ca 359, 469) se distinguen fenocristales de plagioclasa de formas subhedrales y anhedrales que miden hasta 1.5 mm. Algunas están zonadas (Ca 469). También se distinguen fenocristales de cuarzo de formas subhedrales y menores de 200 μm . Fenocristales de anfíbol de forma tabular de hasta 2.0 mm. Algunos presentan inclusiones de plagioclasa (Ca 447). Biotita de forma subhedral, mide hasta 1.5 mm. Algunas presentan inclusiones de plagioclasa. Los óxidos ferro-titaníferos están presentes en forma de microcristales en la matriz y miden menos de 350 μm .

En las pómez andesíticas Ca 356 se distinguen fenocristales de plagioclasa que miden hasta 6 mm de diámetro. Algunos fenocristales están zonados. Además se distinguen fenocristales de anfíbol de formas subhedrales que miden hasta 1.5 mm. Algunos presentan bordes de óxidos, otros están desestabilizados en óxidos. En ciertos fenocristales de anfíbol se distinguen inclusiones de plagioclasas.

4.31 VOLCÁN UROMALQUI

Localizado en los alrededores del poblado de Uromalqui, al sur de Julcan (cuadrante IV). Este volcán forma parte del complejo volcánico Paccha – Uromalqui, constituido de al menos tres estrato-conos alineados de SE-NO, parcialmente erosionados. Cuyas coordenadas geográficas son: 78° 32' O, 8° 04' S, a una altitud de 4131 msnm.

Este complejo volcánico ha mostrado una migración de su actividad en el tiempo hacia el SE. En efecto, el estratovolcán más antiguo Paccha está localizado al Norte de Carabamba, mientras que el volcán Uromalqui está localizado al Sur de la localidad de Julcan. Este último está constituido por flujos de lavas andesíticas y andesitas basálticas (Ca 237, 421, 425, 426, 429, 432, 517, 518, 519, 523, 525, 526, 569, 606, 608), Fig. 4.6, que frecuentemente muestran disyunción columnar (Foto 4.66). Presentan fenocristales de plagioclasa, piroxeno (clino y ortopiroxeno), óxido y a veces olivino y anfíbol. Cada capa de lava mide entre 8 y 20 m de espesor, y muestran pendientes de 6° y 12° de inclinación. En total toda la secuencia mide aproximadamente 250 m de espesor.



Foto 4.66. En el caserío de Galilea afloran flujos de lava andesítica dispuestas en capas de más de 10 m de espesor. Estas lavas muestran una marcada disyunción columnar.

En esta parte de los cuadrángulos de Salaverry y Santiago de Chuco el volcanismo sucedido fue esencialmente lávico bastante fluido. Las lavas recorrieron distancias menores a 10 km con respecto a sus centros de emisión.

Muestras tomadas en el caserío de Galilea (9104206 N, 782794 E), Cerro Uromalqui (9106824 N, 779586 E) y en el caserío de Candual Bajo (9100506 N, 778361 E) fueron datadas por el método K/Ar sobre roca total reportando edades de 16.7 ± 1.2 Ma., 16.7 ± 1.6 Ma. y 18.7 ± 1.5 Ma respectivamente; sugiriendo que este volcán estuvo activo en el Mioceno Inferior.

4.31.1 PETROGRAFÍA

Entre los productos estudiados tenemos lavas andesíticas.

a) Lavas

Macroscópicamente, las lavas son masivas, afaníticas y presentan un color gris oscuro (Ca 237, 421, 425, 426, 429, 432, 517, 518, 519, 523, 525, 526, 569, 606, 608), Anexo 1.

Estas rocas tienen una textura porfírica, traquítica a microlítica fluidal. El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μ m y 4 mm. La paragénesis mineral de estas lavas está constituido de fenocristales de plagioclasa, que son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales, y algunas están zonadas (Ca 429, 517). En algunas rocas las plagioclasas alcanzan a medir 4 mm (Ca 429, 523). Algunas plagioclasas presentan inclusiones vítreas en sus bordes e inclusiones de microlitos de clinopiroxeno (Ca 429, 523). El clinopiroxeno aparece casi siempre en equilibrio con la matriz (Ca 421, 517) y miden menos de 2 mm. En algunas rocas (Ca 421, 432, 519) se distinguen fenocristales de anfíbol que miden hasta 4 mm. Algunos de estos anfíboles están desestabilizados en óxidos. En ciertas andesitas se distinguen fenocristales de olivino (Ca 432) de formas subhedrales. Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 1.0 mm, y están presentes en la matriz, y como inclusión en el clinopiroxeno, ortopiroxeno, y raramente en la plagioclasa. Estas rocas son de composición andesítica y andesítica basáltica.

En algunas de las muestras se distinguen minerales de alteración: arcillas (Ca 422), carbonatos (Ca 518), cloritas (Ca 425, 526), y cuarzo secundario (Ca 518).

La matriz de la mayoría de las muestras es vítrea y microlítica, constituida de minerales citados anteriormente, presentes en forma de microlitos, donde resalta principalmente la plagioclasa. En algunas rocas andesíticas aparecen aglomerados de piroxenos, plagioclasas y óxidos (Ca 421, 237, 425, 429, 432, 523, 525, 526). En otras se distinguen aglomerados de plagioclasa y óxidos (Ca 232, 517).

4.32 SECUENCIA PARUQUE ALTO

Secuencia volcánica localizada a 6 km al sureste del poblado de Julcan, en los alrededores del poblado de Paruque Alto. Está dentro del cuadrángulo de Santiago de Chuco (17g) - cuadrante IV. Esta representado por depósitos piroclásticos distinguidos solamente en esta parte del área de estudio. Se presenta erosionado, y yace ligeramente discordante a las lavas del volcán Uromalqui (Foto 4.67).

Litológicamente estos depósitos corresponden a flujos piroclásticos de pómez y cenizas de composición dacítica, con líticos lávicos centimétricos. Estos flujos poseen colores blanquecinos y se presenta en capas gruesas de aspecto masivo que miden entre 5 a 10 m de espesor, cohesivos. En la matriz se distinguen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, cuarzo y biotita. Las pómez son densas subredondeadas y subagulosas que tienen hasta 8 cm de diámetro. Alcanzan en total 50 m de espesor aproximado.

Se ha datado un flujo de lava infrayacente en el sector Uromalqui, por el método K/Ar en roca total reportando una edad de 16.7 ± 1.6 Ma (Tabla 2). Por lo que se asume que la secuencia volcánica Paruque Alto, se emplazo durante el Mioceno superior, correspondiendo a uno de los productos finales del volcanismo Cenozoico. Dada su limitación solamente a esta área no fue posible determinar el centro de emisión de la secuencia.

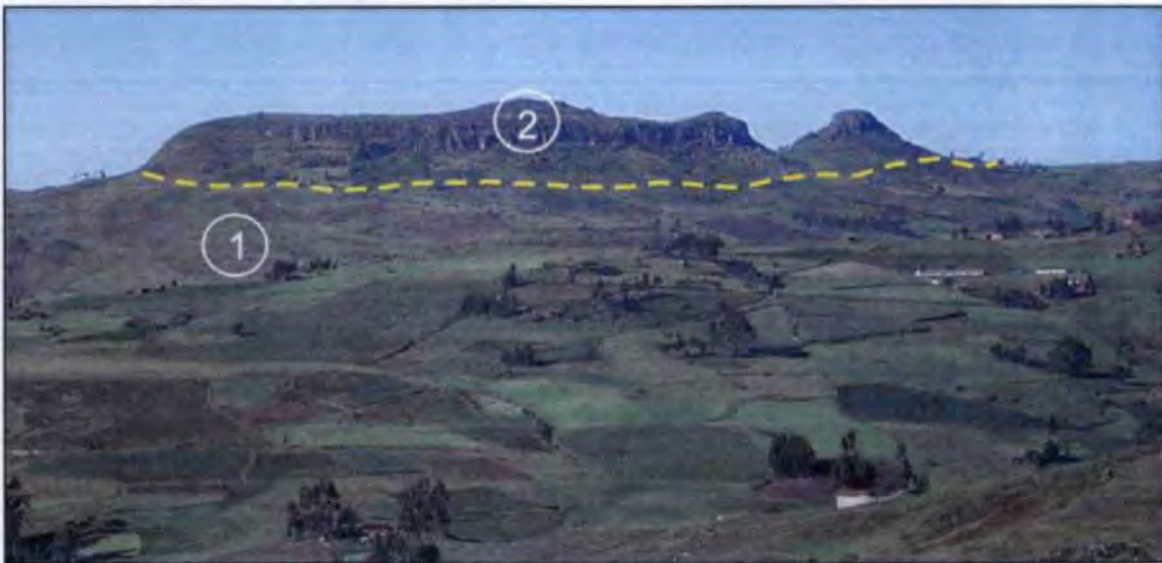


Foto 4.67. Al Sureste del poblado de Julcan se distinguen flujos de lavas andesíticas del complejo volcánico Paccha – Uromalqui (1), y los depósitos subhorizontales de flujos piroclásticos de pómez y cenizas pertenecientes a la secuencia Paruque Alto, ligeramente discordante (2).

4.33 VOLCANISMO MIOCENO – PLIOCENO: FORMACIÓN YUNGAY

Corresponde a una secuencia volcánica de tipo piroclástica descrita inicialmente por Wilson (1967), en los alrededores de Yungay (valle del río Santa).

Dentro del área de estudio esta formación aflora en el flanco Occidental de la Cordillera Blanca, dentro del valle del río Santa (Yungay - Carhuaz), y en los alrededores de Caraz, Qda. Parón, Virgen Chacane, Cochamarca y Santa Cruz. Sus afloramientos forman un relieve moderado, distinguiéndose lomadas disectadas por quebradas de paredes escarpadas. Es fácilmente reconocible por su color blanquecino a gris, y por que es poco cohesivo.

En la zona de estudio se han diferenciado dos niveles: una inferior de composición dacítica, semi consolidada con disyunción columnar. Esta tiene un color gris blanquecino, pobremente estratificado, de aproximadamente 150 m de espesor (Foto 4.68). Litológicamente, este nivel está compuesto por depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas. En las pómez se distinguen fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. El nivel superior está constituido por depósitos de flujos piroclásticos retrabajados, rocas volcanoclásticas y lahares inconsolidados, de colores blanquecinos a brunáceos (Foto 4.69).



Foto 4.68. Al Sureste de Caraz (carretera Caraz - Santa Cruz) se distinguen afloramientos de depósitos de flujos de pómez y cenizas de color blanquecino de la Formación Yungay, de aspecto masivo.

En general, la Formación Yungay sobreyace una superficie de erosión desarrollada sobre las formaciones sedimentarias del Cretácico, Paleógeno y el Batolito de la

Cordillera Blanca. Los depósitos rellenan paleorelieves. Está cubierta por depósitos cuaternarios tipo aluvial, coluvial y fluvio-glaciar.



Foto 4.69. Al Sur de Caraz (carretera Caraz – Huata) se distinguen afloramientos de depósitos de flujos volcánoclasticos con una distribución caótica (1) y depósitos de lahares con fragmentos de hasta 50 cm (2).

Las dataciones radiométricas K-Ar en biotitas reportadas por Wilson (1975), dieron una edad de 6.9 Ma. También otras dataciones K-Ar reportan edades de 6.4 ± 0.2 , 6.88 ± 0.26 y 7.8 ± 0.2 Ma (Farrar & Noble, 1976; Cobbing et al., 1981), por lo que se le asigna una edad de Mioceno superior.

4.34 ROCAS SUBVOLCÁNICAS (STOCKS)

En diversos sectores del área de estudio afloran cuerpos subvolcánicos de naturaleza andesítica, dacítica y riolítica (Ca 5, 32, 34, 35, 38, 55, 75, 124, 147, 161, 162, 167, 170, 267, 270, 271, 272, 355, 428, 438, 444, 448, 452, 457, 458, 466, 494, 503, 584, 593, 623, 624, 632). Las dimensiones de los cuerpos son variables, encontrándose cuerpos que miden desde 100 m hasta 5 km de diámetro.

En general los cuerpos subvolcánicos son de composición andesítica, dacítica y riolítica, predominando los de composición andesítica. Estas presentan texturas porfíricas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, óxidos, y a veces biotita, cuarzo (caso de dacitas y riolitas). Se resalta la presencia frecuente de gruesos fenocristales de biotita y anfíbol que miden a veces más de 1 cm de diámetro.

Los cuerpos subvolcánicos intruyen secuencias volcánicas del cenozoico y rocas sedimentarias del Mesozoico (Grupo Chicama y Formación Chimú). Dataciones radiométricas realizadas en este estudio y en base a la literatura se alega que estos

cuerpos al menos en el área de estudio se emplazaron entre aproximadamente 35 Ma a 15 Ma (Tablas 1 y 2), y se establece también como pertenecientes al magmatismo Eoceno - Mioceno.

Algunos ejemplos de ellos tenemos:

En el sector Este del cuadrángulo de Santiago de Chuco, en los sectores de Pasachique (Foto 4.70), Paballocla, Carhuachique y Pajillas, se distinguen cuerpos subvolcánicos (stocks) y domos de lava que se alinean en una orientación NO-SE. Una muestra del stock de Pasachique (9088186N, 820586 E) datado por el método Ar/Ar en un cristal de anfíbol reporta una edad de 35.2 ± 0.4 Ma.



Foto 4.70. En la margen derecha del río Tablachaca, se distingue al cuerpo subvolcánico Pasachique (1) de composición dacítica que corta a la secuencia volcanoclástica Tablachaca (2).

Al Sur de Salpo (9107226 N, 766458 E) en el Cerro Quinga (cuadrángulo de Salaverry) se reconoce un stock dacítico porfírico (Foto 4.30) que corta los depósitos de flujos piroclásticos y lávicos del complejo volcánico Paccha - Uromalqui. Una muestra tomada del stock (9107226 N, 766458 E) y datada por el método Ar/Ar sobre un cristal de anfíbol reporta una edad de 27.0 ± 0.4 Ma.

A 3.5 km al Norte del Cerro Quinga, se localiza un stock dacítico que conforma el Cerro Llagamasha. Una muestra tomada del cuerpo (9109908 N, 764320 E) datada por el método K/Ar en roca total reporta una edad de 27.3 ± 0.9 Ma., muy similar al stock del cerro Quinga. Ambos cuerpo subvolcánicos están cortando flujos lávicos del complejo volcánico Paccha - Uromalqui.

Al sur del área de estudio, en la Cordillera Negra, se reconocen numerosos cuerpos subvolcánicos, uno de ellos corresponde al Cerro Jatuncunca, el cual consiste en una dacita porfírica que corta las secuencias piroclásticas Jatuncunca (Foto 4.71).

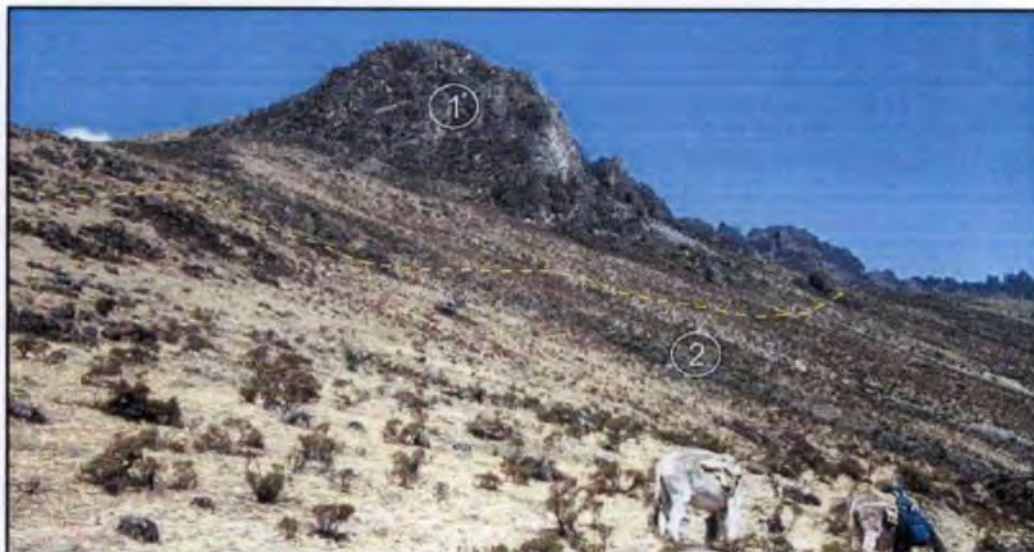


Foto 4.71. Cuerpo subvolcánico Jatuncunca (1), que corta a los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (2) pertenecientes a la secuencia Jatuncunca Ubicación: Cerro Jatuncunca.

En la zona de Angamarca, se distingue uno de los cuerpos subvolcánicos más extensos (stock) que mide aproximadamente 4 km de longitud por 1 a 1.5 km de ancho, cuya parte central presenta alteración argílica. La parte alta del cuerpo subvolcánico está bastante silicificada. Asimismo en sus extremos se distinguen brechas y estructuras de bandeamiento producto del ascenso y emplazamiento del cuerpo.

Al NO de Angamarca, en el sector de Huacascorral aflora un cuerpo subvolcánico (9102686 N, 825589 E) datado por el método Ar/Ar en un cristal de biotita que reporta una edad de 13.7 ± 0.2 Ma. En el Cerro Llamo, Noble & McKee (1999) dataron este stock por el método K/Ar en cristales de plagioclasa, reportando una edad de 8.8 ± 0.4 Ma, considerado como el último evento magmático registrado en la zona.

Al Norte de la Hacienda Calipuy se observan rocas subvolcánicas andesíticas (stocks Camish y Perillas) con fenocristales de anfíbol y plagioclasa. Este cuerpo intruye y arranca parte de las ignimbritas soldadas que yacen en esa zona.

En la Quebrada Cayhuamarca (cuadrángulo de Santa Rosa) se distingue un afloramiento de roca subvolcánica de aproximadamente 6 km de longitud. Corresponde a un stock de composición andesítica. Esta roca consta de fenocristales de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y óxidos. En ciertos sectores los anfíboles llegan a medir hasta 2.5 cm. En la confluencia de la Quebrada Cayhuamarca y Quebrada Peña Dorada el cuerpo subvolcánico presenta brechas formadas al momento de ascenso y emplazamiento. En

esta parte hay evidencias de asimilación y mezcla de magmas. Correspondiendo a una cámara magmática de un volcanismo que emitió flujos de lava al Este.

Al Norte del Cerro Las Vizcachas (cuadrángulo de Cajabamba), en el sector conocido como Tres Cerros, afloran tres cuerpos dacíticos, porfíricos, conformados por fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Se encuentran cortando a las secuencias silico-clásticas de las formaciones Carhuaz y Farrat (Foto 4.72). Relacionada a estos cuerpos subvolcánicos se ha reconocido una zona de alteración hidrotermal.

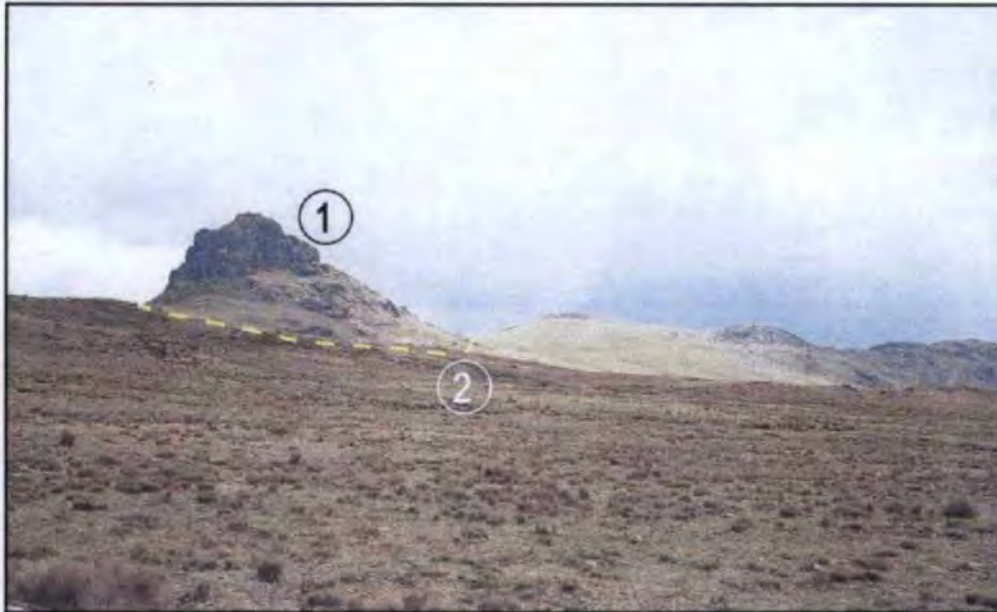


Foto 4.72. En la zona conocida como Tres Cerros se distingue un cuerpo subvolcánico (1) que corresponde a una dacita porfírica, que está cortando a las formaciones Carhuaz y Farrat.

En el sector Norte del volcán Quesquenda (cuadrángulo de Cajabamba) se localizan varios cuerpos subvolcánicos dacíticos que cortan a los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de este volcán. La edad de dichos stocks está comprendida en el periodo de 16 a 18 Ma. (Gauthier et al., 1999).

Hacia el Noreste del volcán Quesquenda, afloran stocks andesíticos que han cortado a las areniscas de la Formación Chimú y que reportan edades comprendidas entre los 24 a 26 Ma (Gauthier et al., 1999).

4.34.1 PETROGRAFÍA

Macroscópicamente, las rocas subvolcánicas son masivas y presentan un color gris claro. Estas rocas presentan textura porfírica (Ca 5, 32, 34, 35, 38, 55, 75, 124, 147, 161, 162, 167, 170, 267, 270, 271, 272, 355, 428, 438, 444, 448, 452, 457, 458, 466, 494, 503, 584, 593, 623, 624, 632), Anexo 1, se distinguen dos tipos petrográficos: andesitas y dacitas.

En todas las rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa, que son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales, algunas están zonadas (Ca 32, 34, 167, 355, 444, 466, 593). En algunas rocas las plagioclasas llegan a medir hasta 3 mm (Ca 32, 35, 55, 457). Los óxidos ferro-titaníferos miden menos de 700 μm , y están presentes tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el anfíbol.

Particularmente, en las andesitas (Ca 35, 38, 124, 161, 270, 271, 355, 428, 444, 448, 458) se distinguen fenocristales de anfíbol que miden frecuentemente hasta 2 mm, y excepcionalmente hasta 5 mm (Ca 147, 438). Estos son de formas subhedrales y euhedrales. Algunos están desestabilizados y reemplazados en óxidos (Ca 34, 35, 38, 147, 161, 428, 438, 444, 458, 466, 623, 624). Otros presentan gruesos bordes de óxidos (Ca 55, 124, 428, 452, 624). Algunos anfíboles poseen inclusiones de microlitos de plagioclasa (Ca 124, 452, 458, 466). También se distinguen fenocristales de biotita de forma subhedral a anhedral que miden hasta 1 mm (Ca 35, 162, 448), y excepcionalmente hasta 4 mm (Ca 5, 34, 124, 147, 162, 167). Algunos presentan inclusiones de microlitos de plagioclasa de 200-300 μm (Ca 162, 270, 438). En algunas andesitas (Ca 584, 593, 632) se distinguen fenocristales de ortopiroxenos de formas subhedrales y euhedrales, menores de 1.8 mm.

Por otro lado, en las dacitas, además de presentarse el anfíbol y a veces la biotita, aparece el cuarzo (Ca 5, 32, 34, 55, 147, 162, 167, 355, 438, 457, 494) de forma subhedral que miden menos de 2 mm. En algunas muestras (Ca 32) aparece el cuarzo algo corroído en forma de xenocristal que evidencia un proceso de mezcla de magmas.

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 55, 147, 170, 428, 457), carbonatos (Ca 38, 584), cloritas (Ca 270, 428), cuarzo secundario (Ca 38, 55, 147, 167, 435, 452, 584) y epidota (Ca 270).

La matriz de la mayoría de las muestras es vítrea, que engloba minerales citados anteriormente en forma de microlitos, donde resalta principalmente la plagioclasa. En algunas rocas andesíticas aparecen aglomerados de plagioclasa, biotita y anfíbol (Ca 32).

4.35 ROCAS EXTRUSIVAS: DOMOS DE LAVA

Las rocas extrusivas están representadas por domos de lavas. Estos se evidencian claramente por su mayor elevación topográfica, su morfología ovalada característica, y por el drenaje radial centrífugo. A continuación se describen los principales domos reconocidos:

En el borde Noreste de la cima del volcán Urpillao (cuadrángulo de Otuzco) se distingue un domo de lava dacítico denominado como Cerro Pollo (Foto 4.73). Este domo de lava tiene textura porfírica, con cristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Está rodeado por sus propios depósitos piroclásticos de bloques y cenizas, producidos por el colapso gravitacional del domo cuando este estuvo en crecimiento.

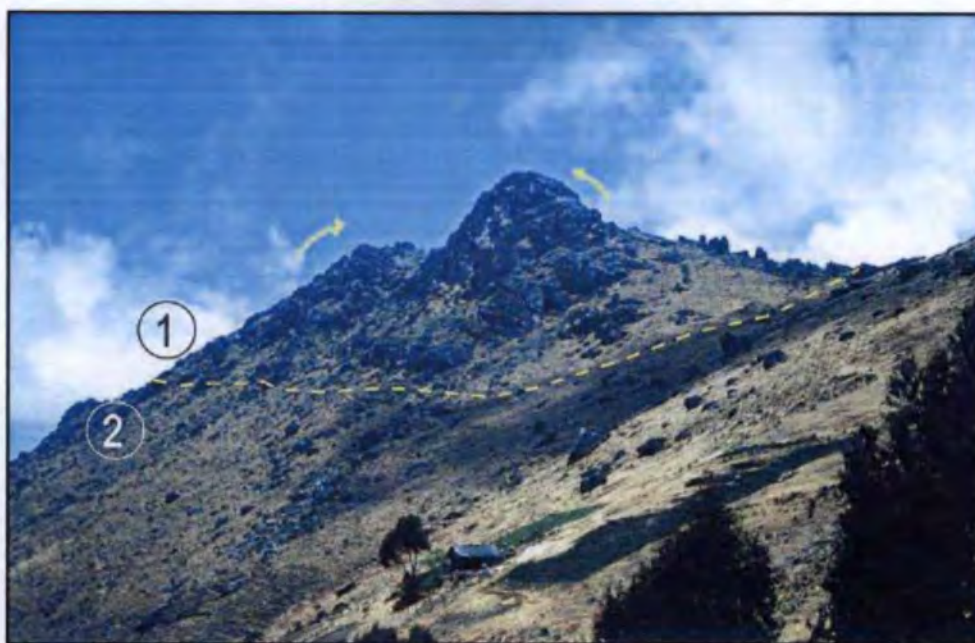


Foto 4.73. Cerca al caserío de Pedernal se reconoce el domo de lava dacítico Pollo (1), rodeado por sus propios depósitos consistentes en flujos piroclásticos de bloques y cenizas (2).

En la zona de Icchal (Foto 4.74) se distingue un domo de lava dacítico, con textura porfírica, con una altura superior a 140 m de altura.



Foto 4.74. Afloramiento del domo de lava dacítico Icchal en el caserío Coñachugo (1). Las flechas amarillas sugieren la dirección de crecimiento del domo de lava. Este domo corta a los depósitos piroclásticos subhorizontales del volcán Quesquenda (2). Dichos depósitos piroclásticos al parecer se han canalizado en un paleovalle formado en rocas sílico-clásticas de la Formación Chimú (3).

En el volcán Quesquenda (cuadrángulo de Cajabamba) se distinguen varios domos de lava erosionados de composición dacítica (Foto 4.75). El crecimiento está atestiguado por la presencia de estructuras tipo *flow banding* que están dispuestos verticalmente, direccionando el sentido de ascenso de los domos (Foto 4.76). Estos domos han colapsado originando los depósitos de flujos de bloques y cenizas descritos anteriormente, que se prolongan hasta 12 km al Norte del volcán.



Foto 4.75. Afloramiento del domo Quesquenda, localizado en el centro del volcán Quesquenda. Se observan las estructuras típicas de flow banding que atestiguan la dirección del crecimiento del domo.

Al Oeste del volcán Quiruvilca (cuadrángulo de Cajabamba), se han reconocido al menos tres domos de lava dacíticos (Foto 4.77). Estos tienen textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo. Estos domos han generado depósitos piroclásticos de bloques y cenizas. Una datación radiométrica efectuada en un cristal de biotita por el método K/Ar reporta la edad de 12 ± 0.4 Ma (Noble & McKee, 1999).



Foto 4.76. Detalle de los flujos magmáticos ascendentes que posibilitaron el crecimiento de un domo de lava dentro del volcán Quesquenda.

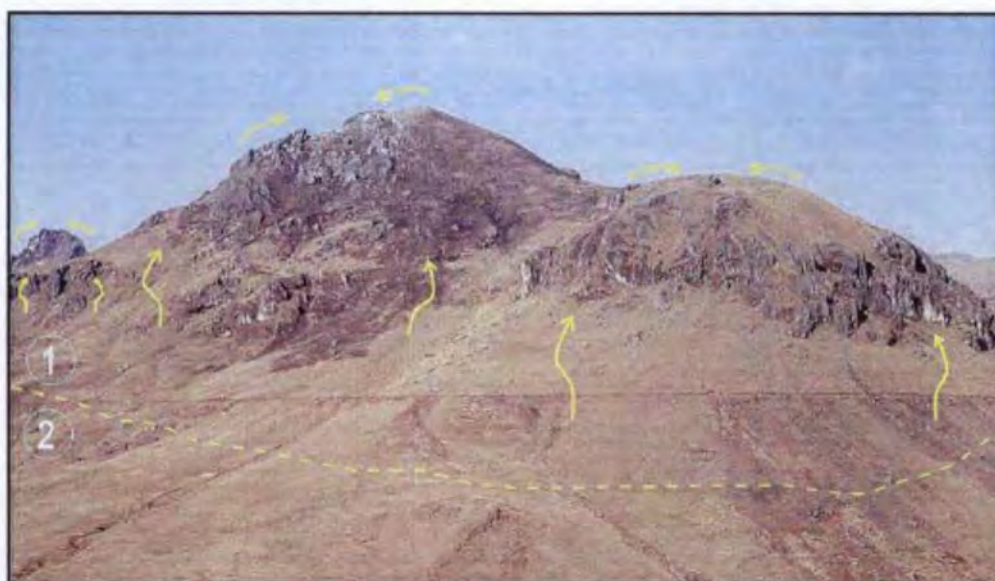


Foto 4.77. A 4 km al NE del poblado de Shorey (sector Oeste del volcán Quiruvilca) se reconocen tres domos de lavas dacíticas (1) que están cortando flujos de lava andesítica (2) de la primera etapa evolutiva. Se observan las estructuras tipo flow banding que evidencian el crecimiento de los domos, esquematizado por las flechas amarillas.

Cortando a los depósitos del volcán Quiruvilca y del complejo volcánico Payhual-Caupar (cuadrángulo de Cajabamba) se han reconocido al menos cuatro domos dacíticos, de

textura porfírica, con cristales de plagioclasa y fenocristales de anfíbol; denominados como cerros Sango, Campana Chico, Campana Grande y Pilatos (Foto 4.78).



Foto 4.78. En las inmediaciones del caserío de Pueblo Libre se reconoce el domo de lava dacítico "Pilatos" (1), que muestra estructuras tipo "flow Banding" que atestiguan el ascenso y crecimiento del domo. Este domo corta a los depósitos piroclásticos del complejo volcánico Payhual-Caupar (2) correspondientes a la quinta etapa eruptiva. Hacia el Sur se reconoce otro domo dacítico que conforma el Cerro Sango (3).

En la carretera Julcán - Carabamba (cuadrángulo de Salaverry) se distingue un domo de lava riolítico "Chugo", que se encuentra cortando a los depósitos pertenecientes al complejo volcánico Paccha - Uromalqui (Foto 4.79).



Foto 4.79. Domo de lava Chugo, de composición riolítica con una marcada textura tipo *flow banding*. Ubicación: Cerro Chugo.

Al Oeste del río La Vega (C° El Pucho) se distingue un domo de lava andesítico de aproximadamente 200 m de altura y 600 m de diámetro.

4.35.1 PETROGRAFÍA

Macroscópicamente, estas rocas son masivas y presentan un color gris (Ca 37, 66, 370, 449, 562, 578, 581). Se distinguen dos tipos petrográficos: riolitas y dacitas.

Todas estas rocas presentan una textura porfírica. El tamaño de los fenocristales varía entre 100 μm y 5.0 mm. En todas las rocas se distinguen fenocristales de plagioclasa, que son las más abundantes; ellas son euhedrales a subhedrales, y algunas están zonadas (Ca 449, 578, 581). Frecuentemente las plagioclasas miden hasta 2 mm (Ca 370, 562, 578), y excepcionalmente alcanzan a medir 5 mm (Ca 66, 449, 370). A veces en los fenocristales de plagioclasa (Ca 370) se distinguen inclusiones de anfíbol. También se distinguen óxidos de hierro y titanio que miden menos de 600 μm , y están presentes, tanto en la matriz, como en forma de inclusión en el anfíbol y raramente en la plagioclasa.

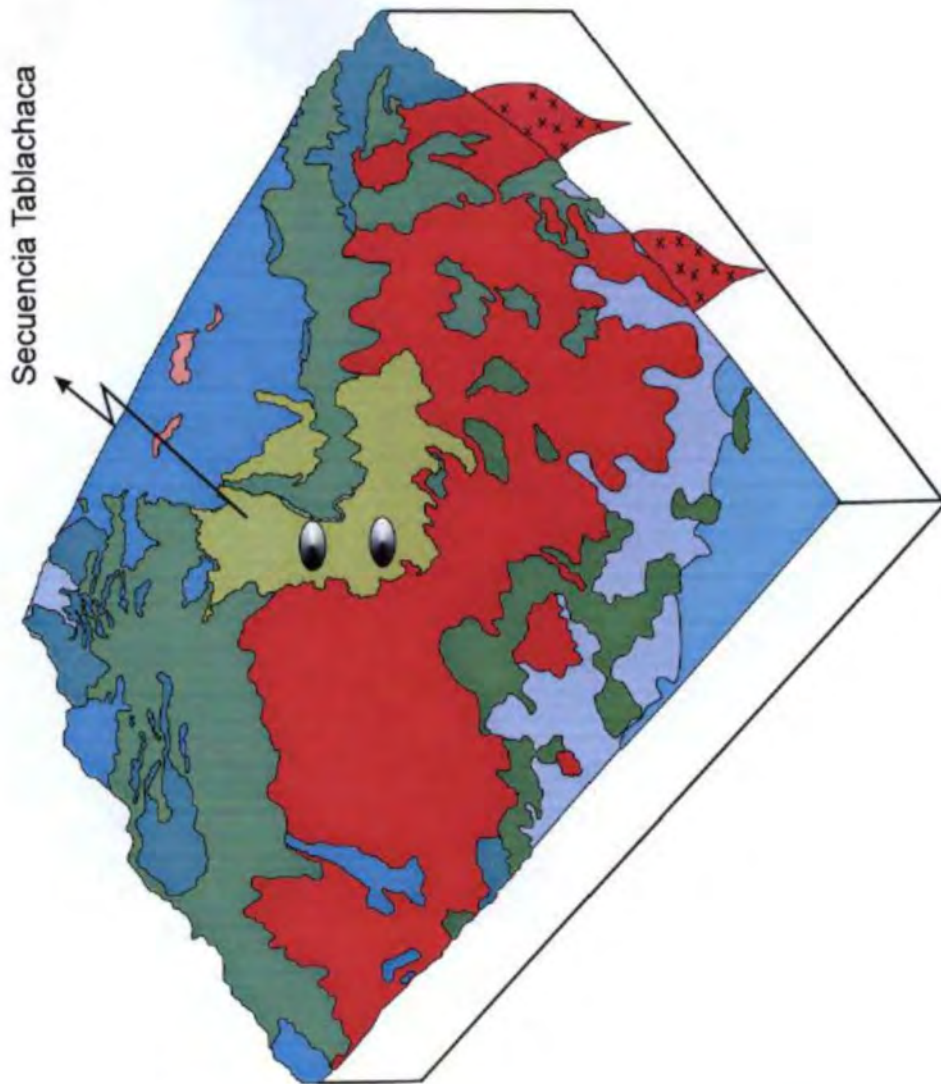
Particularmente, en las riolitas (Ca 37, 449) además de los fenocristales nombrados anteriormente se distinguen fenocristales de anfíbol que tienen forma euhedral a subhedral. El cristal más grande alcanza a medir 2,5 mm (Ca 66, 449, 581). Algunos fenocristales de anfíbol están siendo reemplazados en óxidos (Ca 37, 449, 578). Otros presentan bordes de óxidos (Ca 37, 66, 449, 578). La biotita mide hasta 3,5 mm (Ca 66).

Además se distinguen fenocristales de cuarzo de forma subhedral (Ca 37, 66, 449) que miden hasta 1,5 mm.

Por su parte, en las dacitas la mineralogía es casi similar a las riolitas, pero el porcentaje de cuarzo disminuye (Ca 66). Mientras que en las andesitas desaparece el cuarzo, biotita y a veces el anfíbol (Ca 370, 562, 578, 581).

En algunas de las muestras son frecuentes minerales de alteración: arcillas (Ca 562, 578), cloritas (Ca 578) y cuarzo secundario (Ca 562).

Fig. 5.1 MODELO ESQUEMÁTICO DE EVOLUCIÓN
Etapa I: Eoceno



En una segunda etapa de manera sucesiva se emplazaron las siguientes secuencias y centros volcánicos (Fig. 5.2) que yacen en discordancia angular a la secuencia Tablachaca:

Secuencia Huaripampa. Localizada en ambas márgenes del río Santa y carretera Caraz - Cañón del Pato, al sur del área de estudio. Presenta tres niveles generados por la actividad de uno o más volcanes actualmente completamente erosionados, probablemente localizados en el sector de Santa Cruz y/o cauce del Río Santa, que presentaron una actividad eruptiva variable: erupciones efusivas y explosivas. a) El nivel inferior conformado por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas intercalados con flujos piroclásticos de cenizas andesíticas, que miden aproximadamente 120 m de espesor. Ligados al crecimiento y destrucción de domos de

Por su parte Soler (1987), basado en la recopilación bibliográfica y en la ejecución de dataciones radiométricas de rocas del Grupo Calipuy del norte de Lima afirma que el volcanismo cenozoico se desarrollo entre 42 y 11 Ma. (Eoceno - Mioceno superior).

Dataciones radiométricas de rocas volcánicas del Grupo Calipuy y cuerpos subvolcánicos efectuadas por Farrar & Noble (1976) y Noble et al., (1999) brindan edades comprendidas entre 22 y 17.7 Ma.

En base a las relaciones estratigráficas de campo, apoyados en los resultados de dataciones radiométricas Ar/Ar y K/Ar realizadas durante el presente estudio se establece que el volcanismo cenozoico ocurrió en cuatro etapas: Eoceno, Oligoceno inferior, Oligoceno superior - Mioceno inferior y Mioceno inferior. Es decir entre aproximadamente 45 a 16 Ma. Dichas etapas se hallan separadas por ligeras discordancias ligadas posiblemente a periodos de deformación.

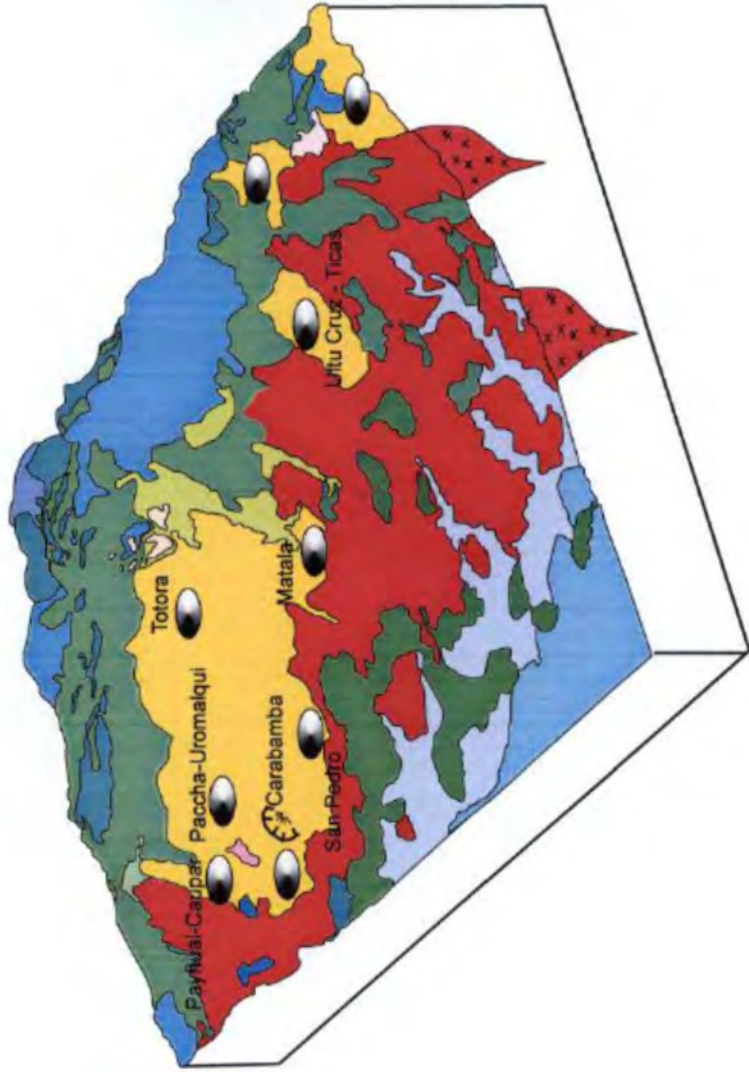
A continuación, basado en el estudio litoestratigráfico y relaciones entre los tipos de depósitos estudiados se propone una interpretación de la evolución volcánica ocurrida en la zona.

ETAPA 1: EOCENO (~ 45 - 40 Ma)

Secuencia volcánica Tablachaca. Esta secuencia aflora en ambas márgenes del río Tablachaca, parte centro oriental del área de estudio. Está constituida por depósitos de flujos piroclásticos, lavas andesíticas y depósitos volcánoclasticos (Foto 4.1, 4.4). Intercalándose en su parte media y superior con secuencias lacustrinas: limolitas y lodolitas. Esta secuencia representa uno de los episodios más antiguo asignado al volcanismo cenozoico, registrado en el área de estudio. Presenta pliegues abiertos y tumbados. La disposición y espesor de los depósitos sugieren que los probables centros de emisión que presentaron erupciones efusivas y explosivas estuvieron localizados al Noroeste u Oeste del sector La Galgada (río Tablachaca), y que posteriormente fueron erosionados y/o se encuentran cubiertos por el volcanismo del Oligoceno - Mioceno (Fig. 5.2). Se encuentran rodeados de lagunas o lagos donde los productos

16200

Fig. 5.2 MODELO ESQUEMÁTICO DE EVOLUCIÓN
Etapa II: Oligoceno inferior



A 6200

Capítulo V

EVOLUCIÓN VOLCÁNICA

El estudio estratigráfico, cartografiado geológico y las dataciones radiométricas (Ar/Ar, K/Ar) permiten reconstruir la sucesión de eventos volcánicos desde el Eoceno hasta el Mioceno inferior. Estos episodios de tipos efusivos y explosivos originaron el emplazamiento de variados flujos de lavas y depósitos piroclásticos, con la consecuente edificación de centros volcánicos. Asimismo en este intervalo de tiempo se generaron dos calderas ligadas a erupciones explosivas ignimbríticas de gran magnitud.

Además, la actividad volcánica generó secuencias volcánicas cuyos centros de emisión no fueron posible localizar, ya que en la mayoría de los casos estos fueron completamente erosionados y/o cubiertos por secuencias posteriores. Sin embargo, basados en datos del volcanismo plio-cuaternario debemos enfatizar que dichas secuencias se localizan a pocos kilómetros de los centros de emisión.

Es necesario mencionar que las erupciones ocurridas en el Cenozoico debieron ser relativamente cortas, es decir posiblemente duraban semanas, meses o años; esto basado en la ocurrencia del volcanismo actual registrado en el sur peruano, y en otras partes del mundo. Por esta misma razón, las erupciones volcánicas principalmente explosivas de baja magnitud a veces depositan secuencias de flujos y/o caída de cenizas de poco volumen que son poco cohesivas, por ende son fácilmente erosionadas, pudiendo actualmente no tener registros de estos tipos de erupciones.

ETAPAS Y EDAD DE EMPLAZAMIENTO

En cuanto a la edad de emplazamiento aún no hay un consenso para establecer los límites precisos de edad del volcanismo cenozoico, denominado como Grupo Calipuy. Cossío (1964) denominó como Formación Calipuy a una secuencia volcánica que aflora al sur de la localidad de Santiago de Chuco, asignándole una edad comprendida entre el Cretáceo Superior - Terciario inferior, basado en la posición estratigráfica de las rocas volcánicas.

Posteriormente, Sirvas & Hollister (1979) efectuaron algunas dataciones radiométricas de rocas de este volcanismo cuyos resultados fueron publicados parcialmente, mostrando que el Grupo Calipuy se emplazó entre 10 y 33 Ma., es decir durante el Oligoceno-Mioceno.

Cobbing et al., (1981) en base a dataciones radiométricas K/Ar efectuadas en la zona de Tapacocha (sur de Huaraz) proponen que el Grupo Calipuy se emplazo entre 53.9 y 14.6 Ma. (Eoceno-Mioceno).

explosivas. Esta secuencia descansa en discordancia angular sobre rocas sedimentarias de las formaciones Chimú, Santa y Carhuaz.

Secuencia Bellavista. Esta secuencia es reconocida en ambos márgenes del río Huangamarca, a 3 km al Noreste de Otuzco. Los depósitos consisten principalmente en flujos piroclásticos de cenizas intercalados con depósitos volcanoclásticos generados por un centro volcánico durante erupciones explosivas. No ha sido posible establecer la ubicación del centro, debido a que la secuencia se restringe sólo a este sector. El espesor total de la secuencia Bellavista es mayor a 320 m. Estos depósitos infrayacen a los flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba (Foto 4.11), y sobreyace areniscas rojizas de la Formación Huaylas. Se le asigna una edad correspondiente al Oligoceno inferior por infrayacer a los depósitos piroclásticos de la Caldera Carabamba.

Secuencia San José. Ubicada a 10 km al Oeste de Carabamba, en los alrededores del caserío de San José. Esta secuencia sobreyace discordante rocas intrusivas del Batolito de la Costa. Mientras, que al Este la secuencia infrayace discordante a los depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba (Fotos 4.13, 4.14). Presenta en la base lavas andesíticas, cubiertas por depósitos de flujos piroclásticos de cenizas que en total miden 60 m de espesor, generados durante erupciones efusivas y explosivas presentados por un volcán, el cual no fue posible determinar su ubicación por estar erosionado. Seguidamente cubriendo a la secuencia anterior se aprecian flujos piroclásticos de pómez y cenizas dacíticas, ligados a erupciones explosivas, probablemente plinianas. En total miden más de 100 m de espesor.

Esta secuencia está intruida por cuerpos subvolcánicos dacíticos datados en más de 27 Ma, e infrayace en discordancia a la secuencia piroclástica de la caldera Carabamba, por lo que se le asigna una edad Oligocena.

Volcán Matala. Ubicado a 15 km al Noroeste de la localidad de Chuquicara, al sur del área de estudio. Corresponde a un volcán erosionado, que en una etapa inicial, presentó una actividad de tipo efusiva durante el cual emitió lavas andesíticas que rellenan una paleosuperficie labrada en rocas intrusivas del Batolito de la Costa. A la vez descansan en discordancia angular a la secuencia Tablachaca (Foto 4.15). Posteriormente, en la etapa final presentó erupciones de tipo efusiva y explosiva que emplazaron varios niveles de lavas andesíticas cubiertas por depósitos de flujo de cenizas no soldados visibles en las inmediaciones del Cerro Chugures.

Se le asigna una edad correspondiente al Oligoceno Inferior por sobreyacer a la secuencia Tablachaca y a rocas intrusivas del Batolito de la Costa.

Secuencia Huaraday. Se localiza en los alrededores del caserío de Huaraday, oeste de la parte central del área de estudio. Esta secuencia fue generada probablemente por un centro volcánico, el cual no fue posible localizarlo debido a que fue erosionado y/o cubierto por secuencias posteriores. La base consiste de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas, generados durante erupciones explosivas.

Cubriendo se observa una intercalación de depósitos de flujos de cenizas, y flujos de bloques y cenizas soldados, visibles en la Qda. Huashquis (Foto 4.16). Al tope de la secuencia, en el sector del Cerro Pachagón se distinguen lavas andesíticas que alcanzan un espesor aproximado de 80 m, generadas durante un volcanismo de tipo efusivo.

Esta secuencia en el sector oeste sobreyace en discordancia angular a rocas intrusivas del Batolito de la Costa, mientras que en ambos márgenes del río Oyón (cuadrángulo de Satiago de Chuco) infrayace ligeramente discordante a la secuencia volcánica Calamarca.

Secuencia Pajillas. Ubicada a 12 km al Sur del poblado de Calipuy, inmediaciones de la pampa Paibal. Esta secuencia fue generada durante erupciones provenientes de uno o pocos centros volcánicos los cuales fueron probablemente erosionados. La base consiste en depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, y flujos de bloques y cenizas dacíticas, soldadas, que en total alcanzan aproximadamente 50 m de espesor, generadas durante erupciones explosivas. Está cubierta por una alternancia de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas emitidas durante erupciones explosivas. Al tope de la unidad se distingue una intercalación de rocas volcanoclásticas y limolitas rojizas, dispuestas en capas delgadas a medianas (Foto 4.17).

Hacia el Norte, la base de esta secuencia yace en discordancia erosional a la secuencia Tablachaca, mientras que hacia el Suroeste yace ligeramente discordante a la secuencia Huaraday. Por otro lado infrayace rocas del volcán Cururupa por lo que se infiere una edad Oligocena.

Secuencia Monyugo. Está localizada al Suroeste y Este del poblado de Calipuy (pampa Monguyo). Esta secuencia presenta dos niveles: El nivel inferior yace en discordancia angular a la secuencia Pajillas y consiste de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas violáceas a gris verdosas, generadas durante erupciones explosivas por un centro volcánico cuya ubicación no fue posible determinar, debido a que este fue totalmente erosionado. Estos flujos están cubiertos por una intercalación de lavas andesíticas, depósitos de flujos de cenizas y capas delgadas de lodolitas rojizas.

En los sectores de la quebrada Chorobal y cerro Tortolas (NE del poblado de Calipuy), aflora el nivel superior, que consiste en una intercalación de depósitos de lahares, flujos piroclásticos de cenizas y niveles delgados de limolitas y lodolitas, ligadas a erupciones explosivas moderadas, y luego formación de un medio lagunar. Al tope de la secuencia se distinguen rocas volcanoclásticas (Foto 4.18). El espesor aproximado para toda la secuencia es de 250 a 400 m. En general la secuencia muestra un plegamiento abierto.

Debido a que yace a la secuencia Tablachaca del Eoceno e infrayace a los depósitos del volcán Cururupa datada en 23.7 ± 0.3 Ma, se le asigna una edad Oligoceno.

Secuencia Sogopegan. Ubicada 8 km al Este del poblado de Huata (Carhuaz). Dentro de esta secuencia se han identificado 4 niveles: Sogopegan I, II, III y IV, que podrían corresponder a etapas evolutivas de un centro volcánico ya erosionado el cual no fue posible determinar su ubicación.

El nivel Sogopegan I corresponde a una gruesa secuencia de lavas andesíticas (Foto 4.19) distinguibles en el cerro Sogopegan y la Laguna Yanacocha (Este de Huata), donde sobreyacen rocas intrusivas del Batolito de la Costa, ligadas a una actividad principalmente efusiva.

El nivel Sogopegan II consiste de depósitos de flujos piroclásticos de cenizas cubiertos por una intercalación de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y lahares ligados al crecimiento y explosión interna de domos de lava, y erupciones explosivas. Estos depósitos son distinguidos al Noroeste del poblado de Huaylas, entre las lagunas Cancahua y Huinco (Foto 4.20), donde yacen en discordancia angular a la Formación Huaylas. En total este nivel alcanza un espesor de 300 m.

El nivel Sogopegan III corresponde a depósitos de flujos de bloques y cenizas riolíticos generados durante el crecimiento y destrucción de domos de lava. En su conjunto esta secuencia alcanza un espesor aproximado de 600 m. Los productos son visibles al Suroeste de Huaylas (Laguna Manyacocha, Cerros Yanayacu y Pucara), Foto 4.22.

El nivel Sogopegan IV que yace en ligera discordancia al nivel Sogopegan III, visible en los cerros Pucapunta, Carhuacocha, Laguna Matarcocha y Cerro Pampa Cancha (Suroeste de Huata). En estos sectores se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de cenizas intercalados de flujos de bloques y cenizas, flujos de cenizas, ligados al crecimiento y destrucción de domos de lava, así como a erupciones explosivas.

Según su posición estratigráfica y las relaciones de campo se estima una edad Oligocena para la secuencia Sogopegan.

Volcán Salpo. Localizado a 3 km al Sur del poblado de Salpo. Se encuentra parcialmente cubierto por depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba, aflorando solamente los depósitos del sector Norte (Foto 4.23).

Según el estudio estratigráfico se alega que el volcán Salpo presentó tres etapas evolutivas: en la primera etapa mostró una actividad efusiva durante el cual emitió lavas andesíticas que afloran en la localidad de Chanchacap. En la segunda etapa presentó erupciones explosivas que depositaron flujos piroclásticos de pómez y cenizas soldados, visibles en inmediaciones del poblado de Cotra y en la carretera de Chanchacap - Salpo. Seguidamente, se emplazaron domos de lava que crecieron y colapsaron generando depósitos de flujos de bloques y cenizas. Estos depósitos conforman un espesor total de 400 m. En la tercera etapa presentó erupciones efusivas que emitieron lavas andesíticas de más de 60 m de espesor, que luego fueron cortados por vetas de cuarzo.

Se le asigna una edad correspondiente al Oligoceno Inferior por sobreyacer discordantemente a las rocas intrusivas del Batolito de la Costa; e infrayacer a los depósitos piroclásticos de la Caldera Carabamba.

Volcán San Pedro. Está localizado 12 km al SE del poblado de Uningambal, en la parte centro occidental del área de estudio. Es un estratovolcán cuyo cono ha sido parcialmente erosionado. En una primera fase ha presentado erupciones de tipo efusiva y algunas veces explosivas, que emitieron lavas andesíticas que miden entre 30 - 40 m de espesor (Foto 4.25), intercaladas con algunos niveles de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas.

En una segunda etapa presentó erupciones de tipo mixta: explosiva y efusiva, durante el cual emitió depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, intercalados con flujo de pómez y cenizas, flujos de bloques y cenizas, y algunos niveles de lavas andesíticas gris oscuras. En total esta secuencia mide más de 120 m de espesor.

En una tercera y final etapa el volcán San Pedro fue intruido por domos de lava que probablemente colapsaron depositando flujos de bloques y cenizas, y flujos de cenizas que cubren a toda la secuencia anterior. Estos depósitos tienen un espesor aproximado de 200 m (Foto 4.26) y son visibles en el sector del Cerro Cocaída.

Los depósitos del volcán San Pedro sobreyacen rocas intrusivas del Batolito de la Costa al Oeste y a la secuencia volcánica Huaraday e infrayace a las ignimbritas de la caldera Carabamba emplazada hace más de 27 Ma, por lo que se le asigna una edad Eocena.

Secuencia Pachachaca. Se localiza en ambas márgenes del río Pachachaca. Esta secuencia se generó debido a la emisión de productos provenientes de un centro volcánico erosionado el cual no fue posible determinar su ubicación. Se distinguen tres niveles: en la base lavas andesíticas, intercaladas con algunos niveles de depósitos de flujos de cenizas que tienen aproximadamente 150 m de espesor (Foto 4.27), ligados a erupciones de tipo efusiva y explosiva. En la parte media se distinguen flujos piroclásticos de cenizas generados durante erupciones de tipo explosivas. Estos depósitos yacen en ligera discordancia al primer nivel. Posteriormente se produjo la intrusión de domos de lava que posteriormente colapsaron generando depósitos de flujos de bloques y cenizas. Al tope presenta lavas que alcanzan más de 200 m de espesor, ligadas a erupciones efusivas. La presencia de lavas andesíticas sugieren que el centro de emisión estuvo en un área cercana, probablemente a pocos kilómetros.

La secuencia Pachachaca infrayace discordante a la Secuencia Calamarca I, mientras que al sur del área (curso inferior del río Pachachaca) están cubiertas por los flujos piroclásticos de la caldera Carabamba emplazados hace más de 27 Ma, por lo que se estima una edad Oligocena.

Caldera Carabamba. Localizada 6 km al Suroeste del pueblo de Carabamba, parte centro occidental del área de estudio. Corresponde a una de las calderas más antiguas

y erosionadas distinguidas dentro del área. Por los tipos de depósitos piroclásticos emitidos se alega que esta caldera es el producto de una erupción explosiva ignimbrítica de gran magnitud que ocasionó el colapso y destrucción de un antiguo estratovolcán. Los depósitos consisten de flujos piroclásticos de cristales y pómez, riolíticos soldados que cubren un área visible mayor a 280 km² y un volumen inferido mayor a 60 km³.

En la zona de C° Mollepuquio, la confluencia de las Quebradas Motilón y Cortadera, y Quebrada la Vega, se distinguen megabloques de rocas sedimentarias pelíticas y areniscas cuarzosas del substrato ¿Formaciones Chimu, Chicama?, y lavas andesíticas y tobas soldadas ¿Grupo Casma?, englobados dentro de una matriz de flujos piroclásticos riolíticos (Foto 4.28). Esta zona correspondería a la parte central de la caldera.

Al Sur y Sureste de Carabamba (sector de Cuyquin) yacen depósitos de flujos piroclásticos de cristales soldados distales que en total miden más de 350 m de espesor. Por el Noreste los depósitos de flujos piroclásticos riolíticos se prolongan hasta la zona de Julgueda (aproximadamente 30 km de su fuente), en donde decrecen hasta un espesor de 50 m. En este sector sobreyacen areniscas y conglomerados de la Formación Huaylas.

La edad que se le asigna es Oligoceno, debido a que es intruida por un cuerpo subvolcánico datado en 27.0 ± 0.4 Ma. y otro cuerpo subvolcánico datado en 27.3 ± 0.9 Ma (Tabla 2). Además infrayacen secuencias del volcán Paccha datadas en 32 Ma.

Complejo volcánico Paccha – Uromalqui. Está constituido de al menos tres estratoconos erosionados, localizados a 3 km al Suroeste de Julcán. Este complejo volcánico ha presentado una migración de su actividad hacia el SE. En efecto, el volcán Uromalqui, el más reciente está localizado al Sur de la localidad de Julcan, mientras, que restos del cono más antiguo, Paccha, están localizados al Norte de Carabamba.

El volcán Paccha presentó tres etapas evolutivas: a) una etapa inicial de tipo explosiva que emitió flujos piroclásticos de cenizas andesíticas. Parte de los productos retrabajados fueron dar a un medio lagunar donde depositaron limoarcilitas y limolitas en capas delgadas, alcanzando un espesor no mayor de 50 m. b) Seguidamente presentó una actividad mixta: explosiva y efusiva, caracterizado por emitir flujos piroclásticos de cenizas, flujos de bloques y cenizas, lavas y lahares en capas gruesas. c) Una etapa final presentó una actividad netamente efusiva durante el cual emitió lavas andesíticas.

Muestras de lavas y flujo piroclástico perteneciente al volcán Paccha tomadas del sector de San Nicolás y Cerro Pan de Azúcar (noroeste de Carabamba), datadas por el método K/Ar sobre roca total reportan edades de 30 ± 1.2 y 34.1 ± 0.6 Ma (Tabla 2), respectivamente, que sugieren una edad de emplazamiento ocurrido en el Oligoceno.

Volcán Ulto Cruz - Ticas. Localizado a 14 km al Este-Noreste de la localidad de Santa Ana (Foto 4.31). Corresponde a un volcán bastante erosionado que ha presentado una

actividad principalmente efusiva durante el cual emitió lavas evidenciado en sus más de tres etapas evolutivas: En la primera etapa emitió lavas andesíticas que yacen en la base del volcán. Estas lavas están cubiertas por depósitos de flujos piroclásticos de ceniza que descansan en los alrededores del caserío de Callhuas. Conjuntamente los afloramientos conforman un espesor total de 200 m.

En una segunda etapa evolutiva emitió lavas andesíticas localizadas en el sector de Quihuaypunta, Tocas, y Tambar. El espesor total de estas lavas es 320 m. En la tercera etapa se emplazaron lavas andesíticas visibles en los cerros Ventanilla y Ticas, que sobreyacen en ligera discordancia erosional a los depósitos de la segunda etapa eruptiva. En estos sectores las lavas rellenan un paleorelieve labrado en rocas del Batolito de la Costa.

Las lavas del volcán Ulto Cruz – Ticas sobreyace rocas intrusivas del Batolito de la Costa, y sobre secuencias sedimentarias mesozoicas al Este (Foto 4.32). Una muestra de lava del nivel inferior reporta una edad Ar/Ar de 27.6 Ma (Tabla 3).

ETAPA 3: OLIGOCENO SUPERIOR - MIOCENO INFERIOR (~26 - 23 Ma)

En una tercera etapa de manera sucesiva se emplazaron las siguientes secuencias y centros volcánicos:

Volcán Macón. Ubicado a 10 km al Oeste del distrito de Macate. Sus depósitos consisten en flujos piroclásticos y lavas reconocidos en los sectores Sur y Oeste (Foto 4.33) que sobreyacen a rocas intrusivas del Batolito de la Costa.

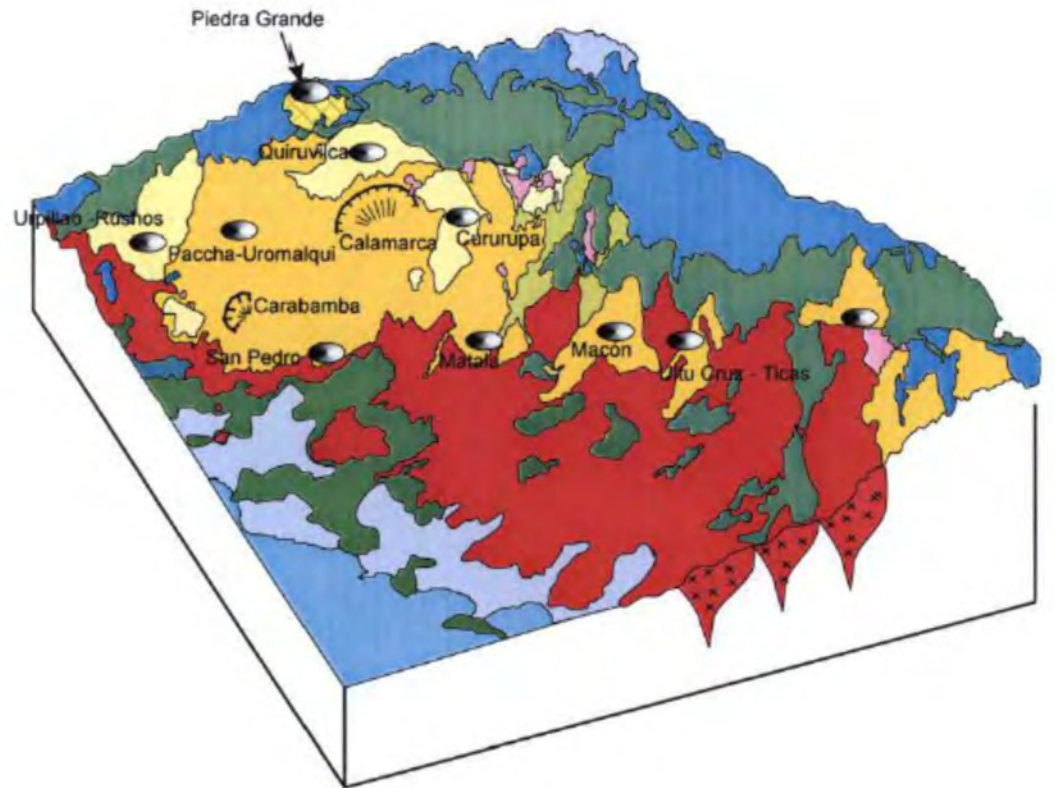
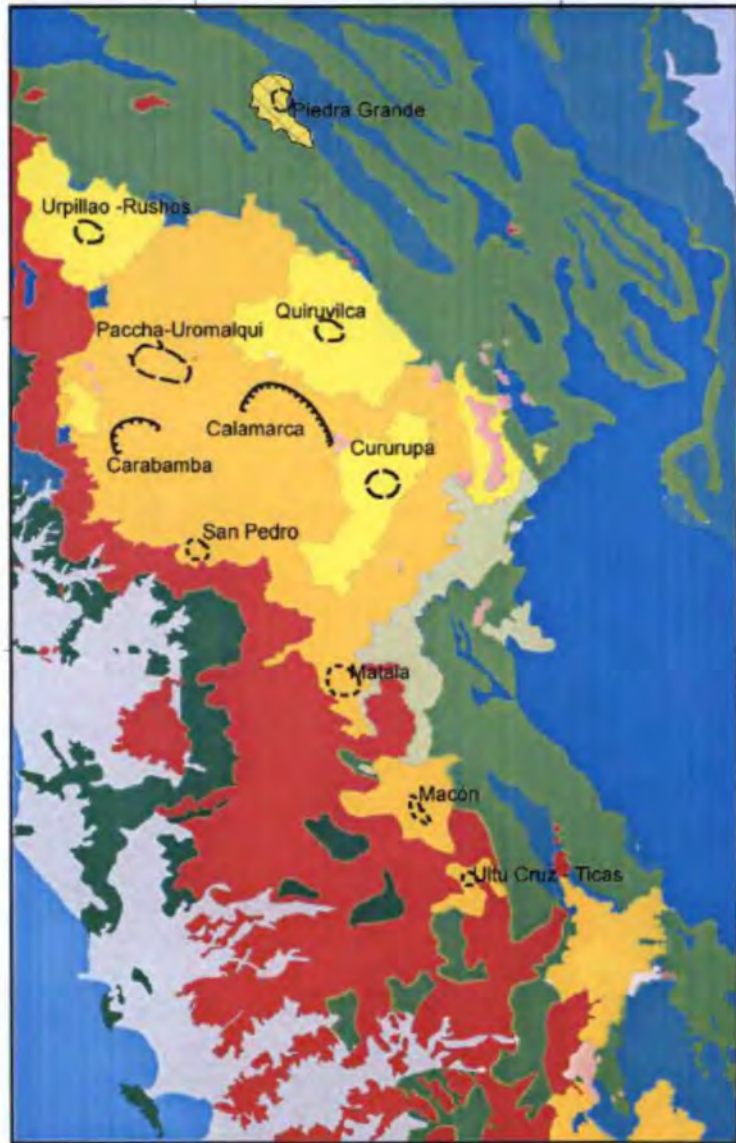
En el volcán Macón se han reconocido varios depósitos emplazados en cinco etapas evolutivas: La primera etapa eruptiva fue mixta, es decir de tipo explosiva y efusiva durante el cual emitió variados depósitos de flujos de cenizas soldados, lavas andesíticas y depósitos de lahares. Sus afloramientos son reconocidos en el sector Norte del volcán. Tiene un espesor aproximado de 400 m. La segunda etapa fue de tipo efusiva, durante el cual emitió lavas andesíticas que se les reconoce en el Cerro Piña Pampa, Peña Caballo y Huacas. En total tienen 350 m de espesor.

La tercera etapa fue de tipo explosiva durante el cual se emplazaron depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas. Sus afloramientos conforman la parte superior del Cerro Piñapampa y se les reconoce en la localidad de Conocuarmi.

Una cuarta etapa fue de tipo efusiva durante el cual emitió lavas andesíticas, que yacen al tope del volcán, reconocidos en los cerros Macón Norte y Sur, extendiéndose hasta las cercanías de Tocas. Conforman un espesor aproximado de 200 m.

La última etapa se produjo el colapso gravitacional del sector Este del volcán Macón, generando depósitos de avalanchas de escombros. Estos depósitos rellenan el actual valle del río Santa, entre Macate y Shacsha (Foto 4.34), reconocidos hasta 16 km al

Fig. 5.3 MODELO ESQUEMÁTICO DE EVOLUCIÓN
Etapa III: Oligoceno superior - Mioceno inferior



Noroeste, cerca de la localidad de Chuquicara (Foto 4.35). En la localidad de Eslabón los depósitos de avalanchas tienen un espesor máximo de 650 m.

Se le asigna una edad correspondiente al Oligoceno por sobreyacer en ligera discordancia erosional a la secuencia Tablachaca y a las rocas intrusivas del Batolito de la Costa. Una muestra de lava andesítica reporta una edad Ar/Ar de 24.9 ± 0.5 Ma (Tabla 3).

Volcán Piedra Grande. Localizado 10 km al Noreste del distrito de Huaranchal (Foto 3.36). Su estratocono fue completamente erosionado, preservándose solo el sector Oeste. Según los estudios stratigráficos este volcán presentó cinco etapas evolutivas: la primera etapa fue de tipo efusiva durante el cual emitió lavas andesíticas, visibles en el sector de Tres Piedras. Posteriormente presentó erupciones explosivas que emplazaron flujos piroclásticos de cenizas reconocidos en el Cerro Peña Chivo (NE de Huaranchal). El espesor total es aproximadamente de 150 m. La segunda etapa evolutiva fue predominantemente efusiva durante el cual emitió lavas andesíticas reconocidas en inmediaciones del Cerro Peña Chivo, donde conforman 90 m de espesor en promedio.

En una tercera etapa eruptiva ha presentado erupciones explosivas que emitieron flujos piroclásticos de cenizas visibles en los cerros Piedra Grande y Cajamarca. Constituyen un espesor total de 250 m. La cuarta etapa evolutiva fue predominantemente efusiva durante el cual emitió lavas andesíticas intercaladas con algunos depósitos laháricos distinguibles en inmediaciones del Cerro Los Fraylones y la Laguna Prieto (Foto 4.37), conformando aproximadamente 250 m de espesor. Finalmente, en una quinta etapa eruptiva ha presentado erupciones explosivas que emitieron flujos piroclásticos de cenizas, localizados en inmediaciones de los cerros Derrumbo y Moncada. Estos depósitos tienen un espesor promedio de 200 m.

Debido a que sobreyace en ligera discordancia angular capas conglomerádicas de la Formación Huaylas del Cretáceo superior – Paleógeno inferior, y por no presentar plegamiento se establece que correspondería al Oligoceno.

Secuencia Santa Rosa. Corresponde a una secuencia volcánica poco extensa localizada al Oeste del poblado de Carabamba. Esta secuencia debe su origen a una erupción pliniana de gran magnitud presentada por un centro volcánico ya erosionado, cuya localización no fue posible determinar debido a que restringe solamente a esta área. La erupción generó depósitos de caída de lapilli pómez y cenizas, cubiertos por lahares, y depósitos de caída de cenizas. En total mide aproximadamente 50 m de espesor.

Posteriormente continuaron erupciones explosivas que emplazaron depósitos de flujos piroclásticos de cenizas dacíticas. Que luego fueron cubiertas por una secuencia volcanoclástica y limolitas violáceas dispuestas en capas delgadas a medianas (Foto 4.38), emplazadas en un medio lagunar. Cubriendo a la secuencia anterior, se

distinguen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, y flujos de pómez y cenizas, dispuestas en capas gruesas y masivas.

La edad que se le asigna a la secuencia Santa Rosa es Oligoceno, debido a que yace a la secuencia volcánica Carabamba datada en más de 27 Ma.

Caldera Calamarca. En el sector Suroeste del cuadrángulo de Santiago de Chuco (sector Toritos) se distinguen restos del borde NE de una caldera de colapso. Esta caldera posiblemente ha presentado varias fases de reactivación que generaron varias secuencias de flujos piroclásticos emplazados en los sectores de Calamarca, Huaso y Uningambal. Los flujos piroclásticos cubren un área de más de 240 km².

En una primera etapa depositó la **Secuencia Calamarca I**, que aflora en los sectores de Calamarca, Huaso (Foto 4.40), Uningambal, Canraz y Shulgan. Corresponde a una gruesa secuencia de flujos piroclásticos de cenizas, flujos de pómez y cenizas, y depósitos de lahares, ligeramente plegados. Estos flujos de composición andesítica y dacítica alcanzan un espesor total aproximado de 400 m. Al sur yacen en discordancia sobre flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba y secuencia Huaraday, mientras que al Oeste los flujos yacen discordantemente a la secuencia Pachachaca. Al Este infrayace ligeramente discordante a la secuencia Toritos.

En una segunda etapa probablemente ocurrió la reactivación de la actividad volcánica que depositó la **Secuencia Toritos**, ubicada en la Pampa Los Toritos, Cushurpampa, Cerro Choloque, y los Gargachos (Foto 4.42), 15 km al Suroeste de Santiago de Chuco. Esta secuencia consiste de flujos piroclásticos de cenizas y lavas andesíticas basálticas, que miden en total 80 m de espesor. Parcialmente cubiertos por depósitos de flujos piroclásticos de cristales y pómez riolíticos, soldados visibles en los sectores Los Toritos donde alcanzan un espesor aproximado de 150 m, ligados a una actividad explosiva ignimbrítica.

La secuencia Toritos infrayace a los depósitos del volcán Cururupa datados en 23.7 Ma, por lo que se le asigna una edad de emplazamiento de Oligoceno Terminal. Asimismo yace a la secuencia volcánica Carabamba de más de 27 Ma.

En una tercera fase eruptiva y/o reactivación de la caldera Calamarca se generó la **Secuencia Calamarca II**, visible en los sectores de Barro Negro, Huambo y Chinchivara. Esta secuencia consiste principalmente de depósitos de flujos de cenizas, ligados a una actividad explosiva. Estos depósitos están cubiertos por depósitos de flujos de bloques y cenizas, y lahares (Foto 4.52). Al tope se distinguen flujos de pómez y cenizas (Foto 4.53). En general toda la secuencia alcanza un espesor total de 400 m.

En los sectores de Barro Negro, Calamarca y Huaso yacen discordantes a la secuencia Calamarca I. Mientras que al Este (sector de Chacarillas) sobreyacen discordante a la secuencia Toritos. Respecto a su edad, se sugiere una edad de emplazamiento ocurrido

en el Mioceno inferior, puesto que yace discordante a los flujos piroclásticos del volcán Cururupa datado en aproximadamente 23 Ma.

Secuencia Angasmarca. Localizada 4 km al Oeste y Suroeste del poblado de Angasmarca (Foto 4.43). Corresponde a una secuencia volcánica generada por un centro volcánico ya erosionado. Esta secuencia presenta dos niveles: un nivel inferior conformado por lavas andesíticas ligadas a erupciones efusivas visibles en los poblados de Cruzpampa y Quillupampa, donde yacen en discordancia angular a las formaciones Chimú y Carhuaz. Un segundo nivel constituido por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas y lahares expuestas en el sector de la Qda Cushipe (SE de Santa Cruz de Chuca), ligados al crecimiento y destrucción de domos de lava. Están cubiertos por una alternancia de flujos de cenizas, flujos de bloques y cenizas, y lahares que en total mide aproximadamente 200 m de espesor.

Debido a que las secuencias han sido afectadas por la actividad tectónica las capas buzanan actualmente 5 - 20° al SE, no siendo posible determinar la ubicación de la fuente. Sin embargo por el tamaño de los fragmentos que constituyen los flujos piroclásticos y la presencia de lavas andesíticas se alega que el centro de emisión pudo estar al Suroeste del poblado de Angasmarca, inmediaciones del sector de Cruzpampa.

El emplazamiento de la secuencia volcánica Angasmarca posiblemente ocurrió en el Oligoceno, dado que sobreyace discordante a la secuencia Tablachaca del Eoceno, y cubre al cuerpo subvolcánico Pasachique datado en 35.2 ± 0.4 Ma.

Volcán Cururupa. Está localizado 13 km al Suroeste de la localidad de Santiago de Chuco. Este volcán, como la mayoría de centros volcánicos en una primera etapa presento erupciones efusivas que emitieron lavas que fueron cubiertos por una intercalación de flujos piroclásticos de cenizas andesíticas, depósitos volcanoclásticos, y delgados niveles de limolitas y limoarcillitas. En una segunda etapa se emplazaron lavas datadas en 23.7 ± 0.3 Ma, ligadas a erupciones efusivas. En una tercera etapa fue intruido por domos de lava que colapsaron y depositaron flujos piroclásticos de bloques y cenizas, oleadas piroclásticas y lahares que tienen más de 300 m de espesor, distribuidos al sur de Santiago de Chuco (Cotay) y en ambos márgenes del río Huarán (Foto 4.44). Finalmente presentaron lavas andesíticas y flujos piroclásticos de cenizas ligados a erupciones efusivas y explosivas.

Al Este de Santiago de Chuco, los flujos piroclásticos del volcán Cururupa infrayacen a la secuencia volcánica Totorá II, mientras que al Sur infrayacen a los depósitos del volcán Alto Dorado. En cuanto a la edad de emplazamiento, según una datación por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizado en una lava que yace en el sector de Suyarida sobre anfíbol reporta una edad de 23.7 ± 0.3 Ma, es decir perteneciente al Oligoceno superior.

Complejo volcánico Payhual - Caupar. Localizado 16 km al Noroeste de la localidad de Quiruvilca. Está conformado por dos aparatos volcánicos superpuestos y erosionados: Caupar y Payhual. El volcán Payhual es el más joven, y cubre

parcialmente al volcán Caupar, por su sector Este. Según los estudios estratigráficos el volcán Caupar se ha desarrollado en al menos tres etapas evolutivas: la primera etapa fue de tipo efusiva durante el cual emitió lavas andesíticas, seguido de erupciones explosivas que emitieron flujos de cenizas, flujos piroclásticos de pómez y cenizas, y lahares. Los depósitos que corresponden a esta etapa evolutiva afloran en las inmediaciones del caserío Julgueda.

La segunda etapa eruptiva fue de tipo efusiva que emitió lavas andesíticas, visibles en inmediaciones del poblado de Motil, donde conforman un espesor total de 120 m. En una tercera y cuarta etapa el volcán presentó un comportamiento explosivo durante el cual se emplazaron depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, intercalados con algunos depósitos de flujos de bloques y cenizas visibles en el cauce del río Motil y en la quebrada Lunquia (al NE de Motil). Conformando un espesor de 250 m.

Finalmente, la quinta etapa eruptiva del volcán Caupar fue de carácter efusivo durante el cual se emplazaron lavas andesíticas, reconocidas en inmediaciones del caserío de Paraíso y en río Grande (al NE de Motil). Conforman un espesor aproximado de 180 m.

La sexta etapa evolutiva representa el emplazamiento del volcán Payhual. Este volcán inicialmente, presentó erupciones explosivas que generaron depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas dacíticos, y flujos de cenizas, visibles en al Sureste (Llauchán). Estos depósitos conforman un espesor aproximado de 350 m.

En una séptima etapa evolutiva presentó erupciones efusivas que emitieron lavas andesíticas reconocidas al Noroeste del poblado La Morada, al Este en Minas Suara y Pargarape, y al Sureste en Nancay (Foto 4.47). Tiene un espesor total de 200 m.

En su etapa final el complejo volcánico presentó erupciones explosivas que depositaron flujos de pómez y cenizas, que afloran principalmente en inmediaciones de la localidad de Barro Negro y el Cerro Pileta. Su espesor total es de 120 m.

A los depósitos pertenecientes al volcán Caupar se les asigna una edad del Oligoceno Superior al Mioceno Temprano, debido a que cubren flujos piroclásticos de la caldera Carabamba. Los depósitos del volcán Payhual se emplazaron durante el Mioceno inferior, debido a que sobreyacen en ligera discordancia angular a las lavas del volcán Caupar.

Complejo volcánico Urpillao – Rushos. Está localizado 12 km al Noroeste de Otuzco. Está compuesto por dos estratovolcanes contiguos y erosionados: Urpillao (al Sur) y Rushos (al Norte). Los depósitos lávicos y piroclásticos del estratovolcán Rushos infrayacen a los del volcán Urpillao.

Según la estratigrafía estudiada el volcán Rushos (Foto 4.48) probablemente presentó cinco etapas evolutivas: en una primera etapa ha presentado erupciones explosivas y efusivas que emitieron flujos piroclásticos de pómez y cenizas, y lavas andesíticas que

yacen en la base. Estos depósitos cubren en discordancia angular a las areniscas de la Formación Chimú. También están cortados por stocks dioríticos que reportan una edad de 24 ± 1 Ma (Stewart et al., 1974). Los afloramientos de estos flujos son reconocidos en el poblado de San Ignacio y Cerro Orcón.

En una segunda etapa presentó erupciones explosivas que generaron depósitos de flujos piroclásticos de cenizas que en total tienen un espesor de 300 m, visibles en el Cerro Lugururo. En una tercera etapa el volcán Rushos tuvo un carácter mixto: efusivo y explosivo, durante la cual emitió lavas andesíticas y flujos piroclásticos de ceniza que tienen un espesor total de 150 m. En una cuarta etapa presentó erupciones explosivas que depositaron flujos piroclásticos de pómez y cenizas que en total miden 250 m de espesor y se extienden hasta la localidad de Tambillo. Finalmente, en una quinta etapa evolutiva tuvo un carácter efusivo durante el cual se emplazaron lavas andesíticas visibles en los cerros Guanacorrall y Tuanga.

Por otro lado, los depósitos volcánicos pertenecientes al estratovolcán Urpillao se les localiza en el sector Sur sobre el cual está asentado el pueblo de Otuzco, y presentó al menos nueve etapas evolutivas (Foto 4.49). La primera etapa fue de tipo efusiva durante el cual se emplazaron lavas andesíticas que tienen un espesor total de 300 m y sobreyacen depósitos del volcán Salpo (Foto 4.50). Afloramientos de estos depósitos se observan desde el Puente Catarata hasta los alrededores de Otuzco.

Una segunda etapa fue de carácter explosiva durante el cual se generaron flujos piroclásticos de cenizas, observables en los sectores de Sanchique y La Cortadera, donde miden hasta 400 m de espesor. La tercera etapa fue de tipo efusiva, durante el cual se emitieron variados flujos lávicos que tienen en total 150 m de espesor, reconocidos en Sanchique hasta las cabeceras del río Pollo (al Norte de Otuzco). En una cuarta etapa se produjo el crecimiento y destrucción de domos de lava que generaron depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas que tienen espesores que varían entre 70 y 220 m. Estos son observables en el Cerro Tarcumarca y en las proximidades del caserío José Gálvez.

Posteriormente, se produjo una actividad de tipo efusiva durante el cual se generaron flujos lávicos andesíticos que tienen un espesor total de 250 m distinguibles entre los caseríos de Urmo y Pachín Bajo.

En una sexta y octava etapa se produjo el crecimiento y destrucción de domos de lava que depositaron flujos piroclásticos de bloques y cenizas que afloran entre los caseríos de Pachín Alto y Chugur. Conforman un espesor que varía entre 100 y 300 m. En una séptima y novena etapa el volcán Urpillao presentó una actividad efusiva durante la cual emitió lavas andesíticas, que en total miden entre 50 m y 250 m de espesor. Se le reconoce en los cerros Rogoday, Peña Azul, Urpillao, Culantrillo y Loma Iglesias (Foto 4.51).

A las primera etapas eruptivas de los volcanes Rushos y Urpillao se les asigna una edad Oligocena inferior por estar intruidas por un stock diorítico datado en 24 ± 1.0 Ma. (Stewart et al., 1974) e infrayacer a los depósitos de flujos piroclásticos riolíticos de la Caldera Carabamba. Las siguientes etapas eruptivas de ambos volcanes se les asignan una edad del Oligoceno superior - Mioceno temprano por sobreyacer en discordancia erosional a los depósitos piroclásticos de la Caldera Carabamba.

ETAPA 4: MIOCENO INFERIOR (~20 - 16 Ma)

En esta etapa de manera sucesiva se emplazaron las siguientes secuencias y centros volcánicos:

Volcán Alto Dorado. Estratovolcán localizado al Suroeste de Santiago de Chuco, aledaño al volcán Cururupa. En una primera etapa presentó erupciones efusivas que emitieron lavas andesíticas que yacen en la base del volcán. Posteriormente se produjo el crecimiento y destrucción de domos de lava que depositaron flujos piroclásticos de bloques y cenizas andesíticas, y lahares que yacen inmediaciones de la Hacienda Calipuy (Foto 4.54). En el sector Norte sus depósitos descansan sobre los flujos piroclásticos del volcán Cururupa, mientras que al Sur y Este yacen discordante sobre la secuencia volcánica Monyugo.

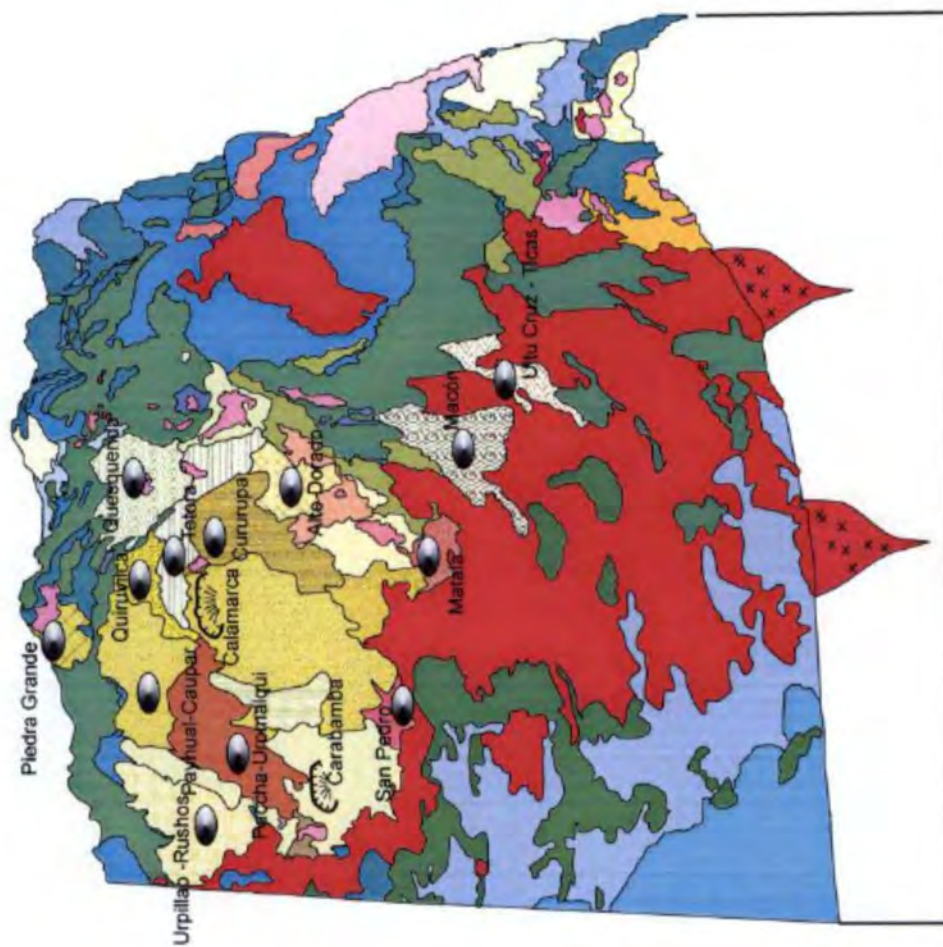
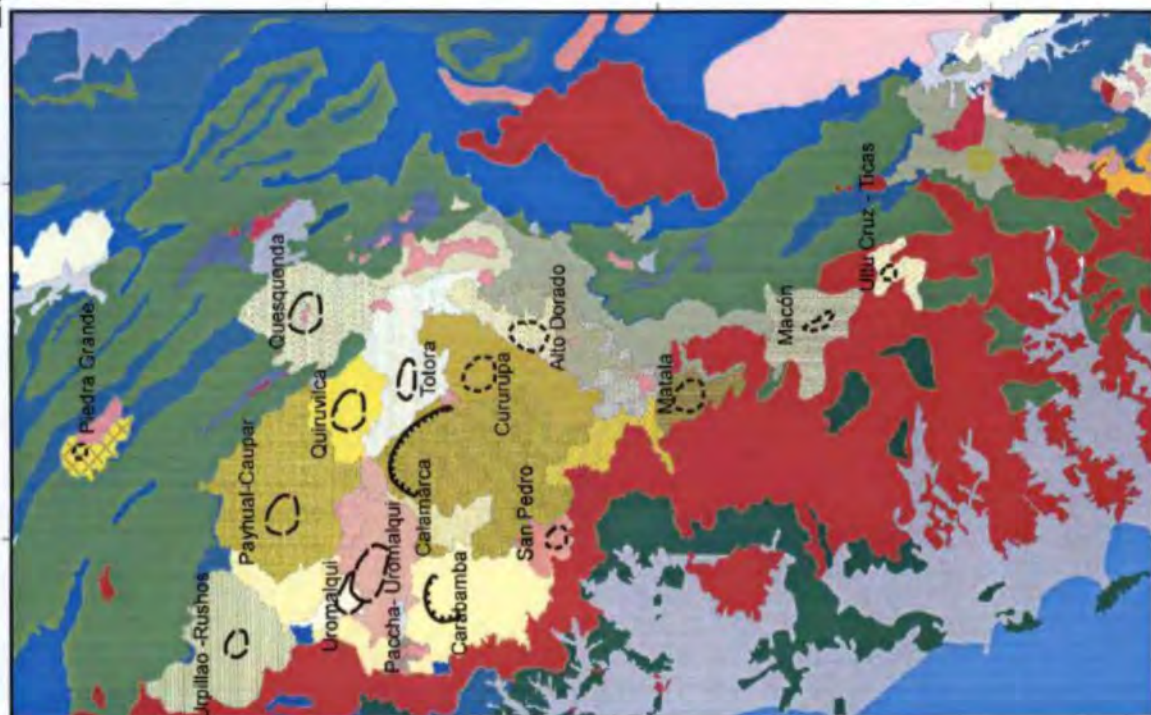
Muestras de lavas fueron datadas por el método K/Ar sobre roca total en 20.4 ± 1 Ma y 18.5 ± 0.8 Ma, por lo que se asume que este volcán se emplazo durante el Mioceno inferior y medio.

Volcán Quiruvilca. Se encuentra localizado en inmediaciones del poblado de Quiruvilca (Foto 4.56). Estudios stratigráficos realizados muestran que este volcán presentó cuatro etapas eruptivas: La primera etapa fue de carácter efusivo durante el cual emitió lavas andesíticas observables en el Cerro La Huaca y en el río Shorey, conformando un espesor total de 150 m.

En una segunda etapa presentó erupciones explosivas que generaron flujos piroclásticos de pómez y cenizas, seguida de la intrusión de domos de lava que posteriormente colapsaron y depositaron flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Foto 4.56), cuyos afloramientos son distinguidos en los cerros San Lorenzo (Foto 4.57), Palo Blanco (al NE de Quiruvilca) y en inmediaciones de los cerros Alto El Toro y Sango (al ENE de Motil).

En una tercera etapa ha presentado erupciones efusivas que emplazaron lavas andesíticas visibles en el sector Norte y Sur del volcán, que en total tienen un espesor de 180 m. Una muestra de lava tomada en el Cerro Negro, carretera Quiruvilca - Santiago de Chuco, datada por el método Ar/Ar en un cristal de plagioclasa reporta una edad de 19.8 ± 0.8 Ma (Tabla 1).

**Fig. 5.4 MODELO ESQUEMÁTICO DE EVOLUCIÓN
Etapa IV: Mioceno inferior**



La cuarta y última etapa eruptiva fue de carácter extrusiva, durante el cual se registró el emplazamiento de domos de lava dacíticos, localizados en el sector Oeste del volcán (a 4 km al Oeste de Shorey), que generaron la depositación de flujos de bloques y cenizas (Foto 4.58).

En base a las dataciones realizadas se alega que este centro volcánico presentó actividad durante el Mioceno inferior.

Centro volcánico Tоторa. Corresponde a un volcán erosionado localizado 12 km al Oeste de Santiago de Chuco. Su cono volcánico probablemente fue destruido durante la formación de la caldera de Calamarca, pues en la actualidad el extremo Oeste limita con flujos piroclásticos riolíticos (secuencia Toritos) ligados a formación de dicha caldera.

Basado en los estudios estratigráficos y dataciones radiométricas, se alega que este volcán ha mostrado signos de reactivación en el tiempo. Presento un periodo denominado **Tоторa I**, durante el cual generó erupciones efusivas que emplazaron lavas andesíticas. Luego se produjo el crecimiento y destrucción de domos de lava que generaron depósitos de flujos de bloques y cenizas. Estos se encuentran distribuidos principalmente a lo largo del río Huaychaca (Este y Norte de Santiago de Chuco). El espesor total aproximado es de 400 m (Foto 4.59). Infrayace a los depósitos del volcán Cururupa.

Durante una segunda etapa eruptiva denominada **Tоторa II** presentó erupciones efusivas que emplazaron lavas andesíticas, seguido del crecimiento y destrucción de domos de lava que emplazaron flujos de bloques y cenizas dacíticos y riolíticos que cubren depósitos del volcán Cururupa. Las lavas son distinguidas en los sectores de Coipin, quebrada Chivatos, y Cerro Tоторa. Al tope se distinguen flujos piroclásticos de pómez y cenizas ligadas a una posible erupción pliniana (Foto 4.60).

Se ha datado una lava que yace en el sector de Coipin en 20.6 ± 1 Ma. Asimismo, en la quebrada Chivatos se ha efectuado datación de una lava, la cual reporta una edad 18.7 ± 0.4 Ma. Por lo tanto la fase volcánica Tоторa II, se emplazo durante el Mioceno inferior, mientras que la fase Tоторa I, por las relaciones estratigráficas infrayacentes se le asigna al Oligoceno.

Volcán Quesquenda. Volcán poligenético con domos de lava asociados, localizado 12 km al Este de Quiruvilca. La historia eruptiva de este volcán comprende cuatro etapas evolutivas: la primera etapa presentó un comportamiento efusivo que emplazo lavas andesíticas que yacen en la parte central del volcán. Posteriormente presentó un comportamiento explosivo, durante el cual generó flujos piroclásticos de pómez y cenizas (Foto 4.61), flujos de ceniza y algunos depósitos de lahares. Estos depósitos son visibles en la quebrada del Agua, donde un depósito de flujo piroclástico de pómez y cenizas fue datada en 19.5 ± 0.5 Ma.

En una segunda etapa eruptiva se generó el crecimiento y destrucción de domos de lava que emplazaron depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Foto 4.62) que tienen un espesor de 120 m. Estos depósitos afloran inmediaciones del caserío Cushuro y Los Alumbres, donde sobreyacen en discordancia angular a las formaciones Inca, Chulec y Pariatambo (Foto 4.63).

En una tercera etapa mostró una erupción explosiva ignimbrítica la cual generó flujos piroclásticos de pómez y cenizas riolíticos que afloran en inmediaciones del cerro Alto Grande, conformando un espesor aproximado de 300 m.

Finalmente en una cuarta etapa evolutiva continuo el crecimiento, explosión interna y/o destrucción de domos de lava que emplazaron depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (Foto 4.64), y depósitos de oleadas piroclásticas (Foto 4.65) que tienen un espesor de 250 m y conforman los cerros Culantrillo, Balcón del Tirador y Piedra Parada.

En base a las dataciones realizadas, la primera etapa ocurrió hace aproximadamente, 19.5 ± 0.5 Ma. y la cuarta etapa eruptiva se produjo hace 18.2 ± 0.6 Ma. por lo que se asigna a los depósitos del volcán Quesquenda como pertenecientes al Mioceno inferior.

Volcán Uromalqui. Forma parte del complejo volcánico Paccha-Uromalqui localizado al Suroeste del poblado de Julcán. Es el volcán más reciente del área de estudio, y está constituido por lavas andesíticas y andesitas basálticas (Foto 4.66). Este volcanismo es netamente efusivo y poco básico, único registrado en el área de estudio. En total toda la secuencia mide aproximadamente 250 m de espesor.

Muestras de lavas tomadas en el caserío de Galilea, Cerro Uromalqui y en el caserío de Candual Bajo fueron datadas por el método K/Ar sobre roca total reportando edades de 16.7 ± 1.2 Ma., 16.7 ± 1.6 Ma. y 18.7 ± 1.5 Ma, respectivamente; la cual sugiere que este volcán estuvo activo en el Mioceno inferior.

Secuencia Paruque Alto. Secuencia volcánica localizada 6 km de Julcan, en los alrededores del poblado de Paruque Alto. Esta secuencia yace ligeramente discordante a los depósitos del volcán Uromalqui (Foto 4.67). Corresponden a un depósito de flujo piroclástico de pómez y cenizas de composición dacítica. Por el volumen del depósito se alega que estaría ligado a una erupción explosiva posiblemente ignimbrítica, cuyo centro no fue posible ubicar dado que aflora solamente en esta área.

Se ha datado un flujo de lava infrayacente en el sector Uromalqui, por el método K/Ar en roca total reportando una edad de 16.7 ± 1.6 Ma (Tabla 2). Por lo que se asume que la secuencia volcánica Paruque Alto, se emplazo durante el Mioceno superior, correspondiendo a uno de los productos finales del volcanismo cenozoico, en esta parte del área de estudio.

ROCAS EXTRUSIVAS: DOMOS DE LAVA

Las rocas extrusivas están dispersas dentro del área de estudio, y están representadas por domos de lavas, cuyo crecimiento está atestiguado en la mayoría de los casos por la presencia de estructuras tipo "*flow Banding*" que indican el sentido de ascenso de los domos (Foto 4.76, 4.77, 4.80). La mayoría de estos domos han colapsado originando depósitos de flujos de bloques y cenizas descritos anteriormente, y/o probablemente explotaron generando flujos de cenizas. El emplazamiento de los domos estaría ligado a la presencia de fracturas, planos de estratificación, eje de pliegues y fallas que facilitaron su ascenso, caso de Angasmarca, donde los cuerpos subvolcánicos aprovecharon los ejes de pliegues.

Domos se distinguen en forma aislada y dentro de los centros volcánicos. Los que yacen en forma aislada son aquellos como los que se encuentran en Icchal (Foto 4.76), la cual corresponde a un domo dacítico. También al Oeste del río La Vega (C° El Pucho) se distingue un domo de lava andesítico de aproximadamente 200 m de altura y 600 m de diámetro. Mientras que otros tipos de domos andesíticos y dacíticos están localizados dentro de los centros volcánicos, como aquellos que afloran en los volcanes: Quesquenda (Foto 4.77), Quiruvilca, complejo volcánico Payhual-Caupar y Urpillao.

Capítulo VI

ESTUDIO GEOQUÍMICO

6.1 RESULTADOS DEL ESTUDIO PETROGRÁFICO

Un total de 820 muestras de rocas de los centros volcánicos y sus productos fueron recolectadas y posteriormente han sido analizadas. Cada muestra fue asignada a su respectivo centro volcánico (ver Anexo). Los productos iniciales en la etapa de edificación de los centros volcánicos, son esencialmente constituidos de flujos de lava; mientras que los productos generalmente finales son representados por depósitos piroclásticos ligados a erupciones explosivas y/o crecimiento y destrucción de domos de lava.

A continuación se presentan los principales resultados obtenidos en el estudio petrográfico efectuado:

- Los productos del volcanismo cenozoico muestran una variada composición petrográfica desde andesitas basálticas a riolitas.
- La mayoría de las muestras de lavas y de flujos piroclásticos del volcanismo cenozoico, así como cuerpos subvolcánicos que las intruyen tienen composición andesítica. Estas rocas se caracterizan por presentar una paragénesis constituida de \pm clinopiroxeno, \pm ortopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe-Ti, anfíbol y ocasionalmente \pm olivino y \pm biotita. También se distinguen minerales secundarios: clorita, cuarzo secundario, carbonatos, arcillas.
- Las muestras de depósitos de flujos piroclásticos ligados al crecimiento y destrucción de domos de lava, y a erupciones explosivas (plinianas) tienen composiciones andesíticas y dacítica. Estas rocas tienen texturas vitroclásticas y eutaxíticas, y son caracterizadas por presentar una paragénesis constituida de óxidos de Fe-Ti, plagioclasa, \pm biotita, \pm anfíbol y ocasionalmente cuarzo.
- Las muestras de domos de lava tienen composición andesítica, dacítica y riolítica.
- Los depósitos de flujos piroclásticos ligados a la formación de la caldera Carabamba son de composición riolítica. Estos flujos contienen cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y a veces fenocristales de anfíbol y feldespato alcalino.
- En el volcanismo cenozoico, los productos volcánicos de composición andesita basáltica son los menos numerosos. Estos corresponden a lavas emitidos por los volcanes: Uromalqui - Paccha, Cururupa, y la caldera Calamarca. Estas rocas presentan esencialmente una textura porfírica, traquítica y microlítica, y son

caracterizadas por presentar una paragénesis constituida de: olivino, óxidos de Fe-Ti, clinopiroxeno, plagioclasa y ocasionalmente ortopiroxeno y anfíbol.

- Dado la antigüedad de los depósitos, exposición a los agentes atmosféricos, etc., la mayoría de las muestras presentan minerales secundarios: cuarzo secundario, arcillas, carbonatos, clorita, etc., formados por procesos supérgenos de meteorización, alteración, etc.
- Según los tipos de minerales presentes en los diversos tipos de rocas la cristalización fraccionada parece haber jugado un importante rol en la evolución de los magmas del volcanismo cenozoico y rocas subvolcánicas asociadas.
- A grandes rasgos, la composición petro-mineralógica observada en el tiempo y entre los diversos centros volcánicos no ha variado, lo que sugiere que no hubo otros procesos geodinámicos y/o tectónicos que hayan modificado el contexto y condiciones de desarrollo del magmatismo durante el cenozoico.
- En ciertas rocas de la mayoría de centros volcánicos, calderas y cuerpos subvolcánicos las plagioclasas muestran zonaciones, que podrían ser ligadas a grandes variaciones de las condiciones físicas y/o químicas ocurridas durante su crecimiento en una cámara magmática. Ellas pueden explicarse ya sea por descompresión sin pérdida de volátiles, o por modificación de la composición del líquido debido a un proceso de mezcla (aporte de magma más básico), o por aumento de la temperatura del sistema por inyección de magma más básico, o por aumento del porcentaje en agua al magma durante su cristalización por descompresión del líquido. Obviamente, el control de la composición de las plagioclasas es principalmente térmico (Crançon, 1996). Este tipo de perturbaciones magmáticas puede influir sobre la actividad de un volcán y desde luego generar eventos volcánicos explosivos.
- En todas las rocas del volcanismo cenozoico la fase mineral predominante es el feldespato plagioclasa tanto como fenocristales y microlitos. Estos son de considerable tamaño, frecuentemente milimétricos. Estos son euhedrales a subhedrales y a veces contienen inclusiones finas de apatito, piroxeno y óxidos.
- En cuanto a los piroxenos, estos están presentes en todas las rocas andesíticas y andesíticas basálticas analizadas. Se observa la asociación ortopiroxeno-clinopiroxeno en ciertas andesitas (ej. volcanismo Paccha – Uromalqui, volcán Quiruvilca, Ultu Cruz-Ticas). Cuantitativamente, durante la evolución, el clinopiroxeno tiende a desaparecer progresivamente comparado al ortopiroxeno, que es menos representado en los términos más básicos. En cambio, en todas las dacitas, así como en las riolitas los piroxenos han desaparecido.
- En cuanto a los anfíboles, estos aparecen frecuentemente como fenocristales en las andesitas, dacitas y a veces en las riolitas. Ciertos cristales de anfíboles

pertenecientes a lavas y pómez sometidos a un enfriamiento brutal muestran un borde constituido de minerales opacos debido a un proceso de desestabilización. Esta inestabilidad puede traducirse por las variaciones de las condiciones físico-químicas del magma en el interior de un reservorio. Por otro lado, las formas alargadas "en agujas" sugieren un crecimiento rápido en un medio brutalmente enfriado durante el ascenso del magma (Stewart, 1975).

- Los magmas calco-alcinos son clásicamente considerados como líquidos ricos en agua; es esta riqueza en agua la responsable de la abundancia de productos piroclásticos en el volcanismo calco-alcino cenozoico, así como la abundancia de minerales hidratados en los productos calco-alcinos. La presencia del agua en los magmas volcanismo cenozoico en considerable cantidad es sugerida por la abundancia de anfíboles que indican un porcentaje en agua superior a 2-3% (Holloway, 1973).
- La mayoría de lavas y rocas piroclásticas del volcanismo cenozoico parecen haber evolucionado con alta presión de agua; en efecto la aparición temprana de los minerales opacos, la presencia de los anfíboles desestabilizados, la aparición del clinopiroxeno antes de la plagioclasa, favorecen la hipótesis de PH_2O elevada (Green, 1972).

6.2 PRESENTACIÓN Y ANÁLISIS DE DATOS QUÍMICOS

Un total de 136 análisis químicos por elementos mayores han sido realizados en el Laboratorio de Química del INGEMMET, mientras que 126 análisis químicos por elementos trazas han sido realizados en los laboratorios de SGS en Canadá. Todos los elementos mayores: Si, Al, Ti, Mn, Ca, Mg, K y Na, fueron analizados por Absorción Atómica – Flama, H_2O 105 °C, PxC, por el método clásico – Gravimétrico, Fe (II) por el Método Volumétrico – Titulación con K_2CrO_7 y el P por el Método espectrofotométrico UV-VIS. Mientras que los elementos trazas han sido analizados por ICMS90 y por fluorescencia de rayos X. La calibración ha sido establecida en base a los estándares internacionales, así como por referencia interna de los laboratorios. Los resultados de los análisis químicos son presentados en anexo.

Los análisis químicos han sido realizados en productos volcánicos: lavas, pómez, bloques juveniles (caso de flujos de bloques y cenizas) y rocas intrusivas que no están alteradas, provenientes de los centros volcánicos, secuencias volcánicas y cuerpos intrusivos.

Para una mejor descripción y tratamiento de los datos químicos, y posterior interpretación de la génesis y evolución de los magmas del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) se ha creído conveniente separar rocas de centros volcánicos (estratovolcánicas y calderas), de las rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa, incluido domos de lava) que afloran en el área, que en la mayoría de los casos son contemporáneos en edad.

6.2.1 Clasificación de la serie

Los resultados de los análisis químicos son presentados en algunos diagramas clásicos de clasificación de rocas volcánicas (Fig. 6.1), como por ejemplo en el diagrama TAS ("Alcalis Total vs. Sílice") de Le Bas *et al.*, (1986). En este diagrama se distingue que la totalidad de rocas provenientes de la mayoría de los centros volcánicos: volcanes Ulto Cruz – Ticas, Macón, San Pedro, Alto Dorado, Cururupa, Totorá, Quesquenda, Quiruvilca, Paccha - Uromalqui, Salpo, Payhual-Caupar, Urpillao-Rushos; y calderas Carabamba, y Calamarca son constituidos de basaltos, traquiandesitas basálticas, traquiandesitas, traquidacitas, andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas (SiO_2 : 51.42 - 73.97%), Fig. 6.2.

Mientras que las rocas subvolcánicas, domos de lava y sills que afloran en el área de estudio son de composición andesitas basálticas, traquiandesitas, andesitas, dacitas y riolitas (SiO_2 : 55.20 - 68.35%), Fig. 6.2.

La naturaleza calco-alkalina de todas las rocas del volcanismo cenozoico, rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa) y extrusivas (domos de lavas) es claramente mostrado en el triangulo AFM de Kuno (1968; Fig. 6.3), donde se observa una línea de enriquecimiento en álcalis, clásico de la serie calco-alkalina. De otro lado, en el diagrama K_2O en función de SiO_2 de Gill (1981; Fig. 6.4), se observa que las lavas y rocas piroclásticas asignados al volcanismo cenozoico, rocas intrusivas y extrusivas son mediana a altamente potásicas.

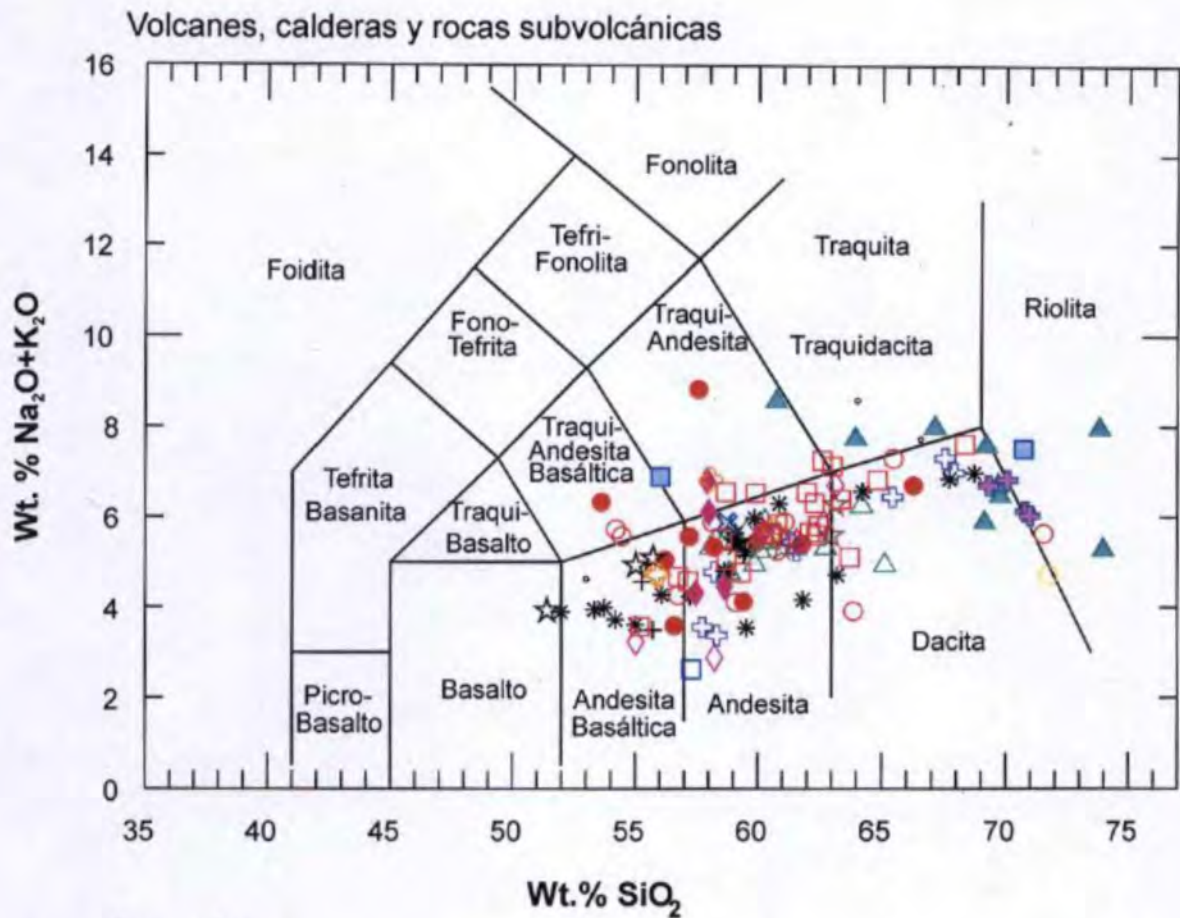
Estas características muestran que las rocas del volcanismo cenozoico pertenecen a la serie calco-alkalina mediana a altamente potásica, como lo había sugerido Atherton, *et al.*, (1985) en los estudios efectuados en la zona de Huarmey (suroeste del área de estudio).

6.2.2 Evolución de los elementos mayores

Los análisis de los elementos mayores de todas las muestras del volcanismo cenozoico, rocas intrusivas y extrusivas han sido recalculados en base anhidra y al 100%, mientras que el Hierro es expresado en forma de hierro total (Fe_2O_3).

Para visualizar el tipo de evolución de las rocas y estudiar el efecto probable del fraccionamiento de los diferentes tipos de minerales en las rocas, se utilizaron los diagramas de Harker que relacionan elementos mayores con respecto a la SiO_2 (Fig. 6.5 y 6.6). En estos diagramas la sílice ha sido utilizada como índice de diferenciación, ya que estas muestran un variado rango de composición y permite inferir las variaciones ocurridas.

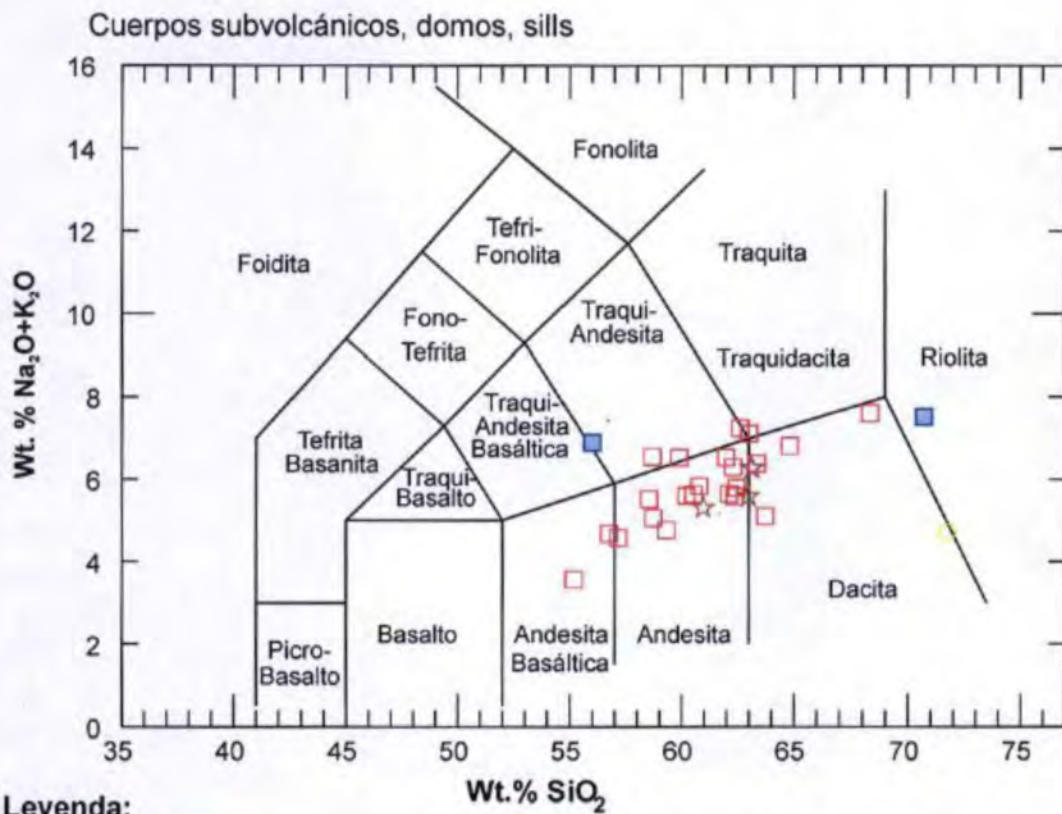
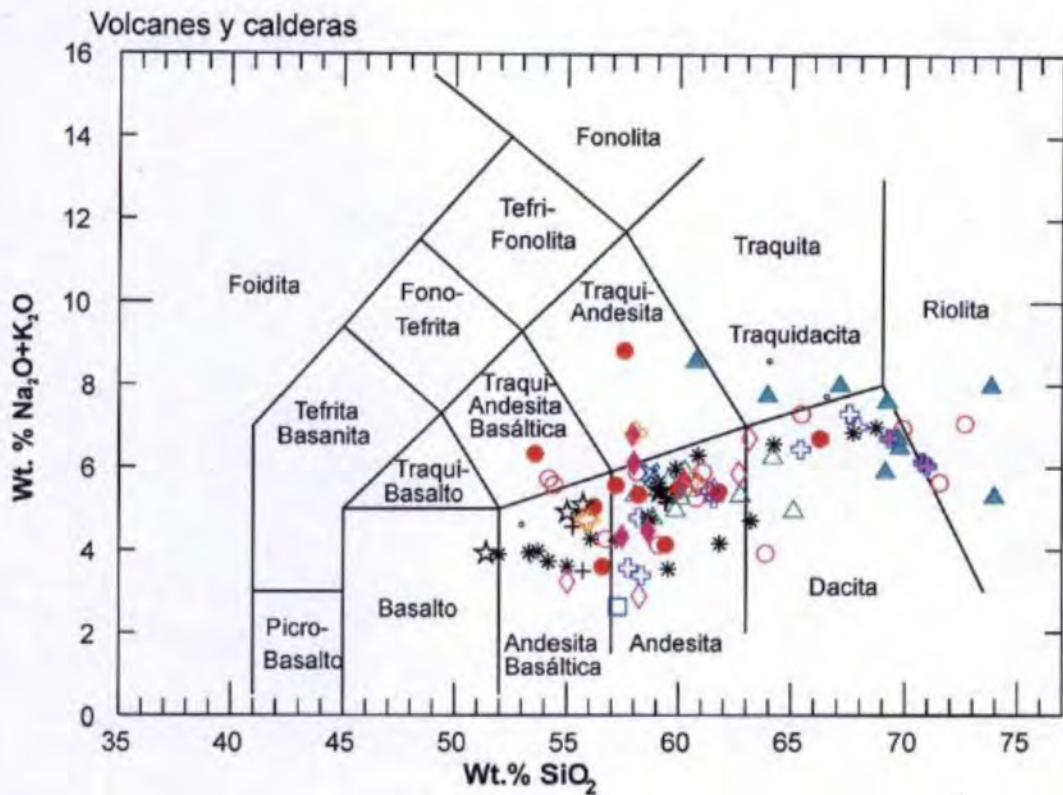
Por otro lado, la simbología presentada en los primeros diagramas (Figs. 6.1; 6.2) será utilizada de la misma manera para todos los demás diagramas



Leyenda:

△ Titora	○ Macón	○ Calamarca	* Paccha-Uromalqui	☆ Domo de lava
▲ Tablachaca	◇ Quesquenda	● Alto Dorado	☆ Ultocruz - Ticas	■ Dique
□ Salpo	◆ Quiruvilca	+ Urpillao-Rusos	◇ Payhual - Caupar	■ Sills
⊕ San Pedro	⊕ Carabamba	★ Cururupa	□ Subvolcánicos	

Fig. 6.1 Clasificación de rocas volcánicas pertenecientes a volcanes, calderas, domos de lava y cuerpos subvolcánicos en el diagrama TAS (Total Alcalis vs Silice) de Le Bas *et al.*, (1986)

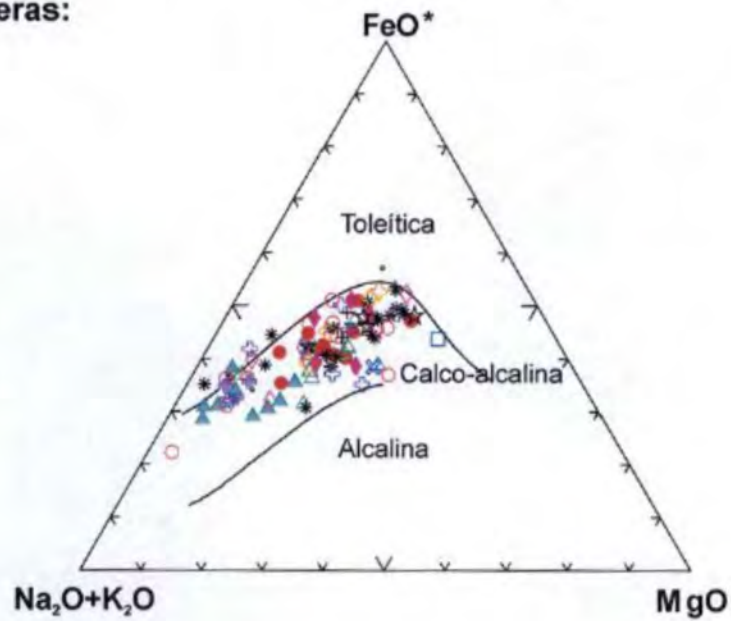


Leyenda:

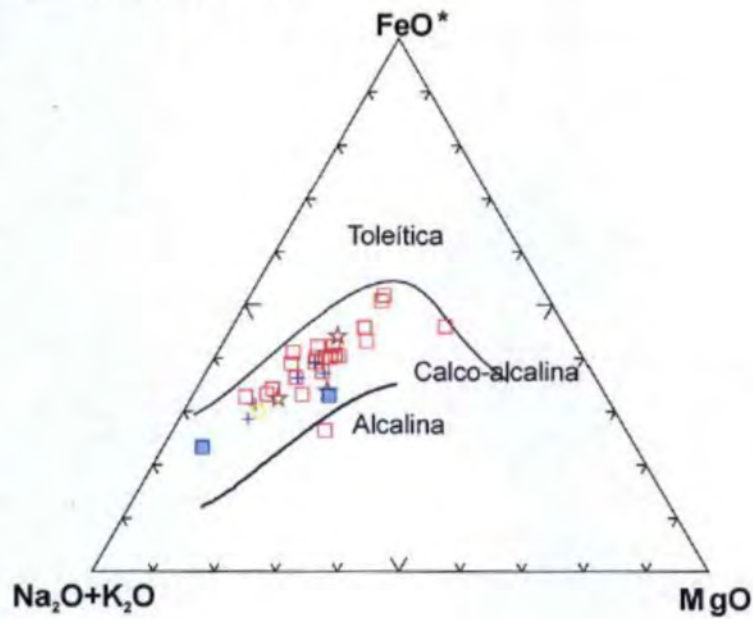
△ Titora	○ Macón	○ Calamarca	* Paccha-Oromalqui	☆ Domo
▲ Tablachaca	◇ Quesquenda	● Alto Dorado	☆ Ultucruz	■ Dique
□ Salpo	◆ Quiruvilca	+ Urpillao	★ Cururupa	■ Sills
⊕ San Pedro	⊕ Carabamba	⊕ Payhual	□ Subvolcánicos	

Fig. 6.2 Clasificación de rocas de los centros volcánicos cenozoicos y rocas subvolcánicas asociadas en el diagrama TAS (Alcalis Total vs Silice) de Le Bas *et al.*, (1986)

Volcanes y calderas:



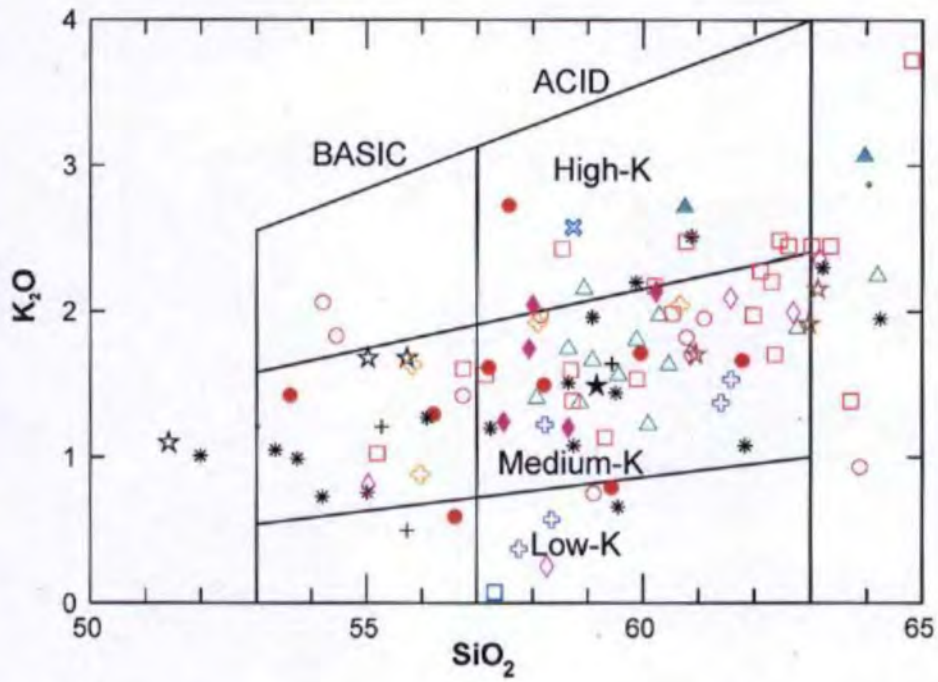
Cuerpos subvolcánicos, domos, sills



Leyenda:

Titora	Macón	Calamarca	Paccha-Oromalqui	Domo de lava
Tablachaca	Quesquenda	Alto Dorado	Ultocruz - Ticas	Batolito de la Costa
Salpo	Quiruvilca	Urpillao - Rusos	Payhual - Caupar	Dique
San Pedro	Carabamba	Cururupa	Subvolcánicos	Sills

Fig. 6.3 Definición de la serie calco-alcalina: Diagramas AFM, A: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F: FeO^* , M: MgO



Leyenda:

△ Titora	○ Macón	○ Calamarca	* Paccha-Uromalqui	☆ Domo
▲ Tablachaca	◇ Quesquenda	● Alto Dorado	☆ Ultocruz - Ticas	
□ Salpo	◆ Quiruvilca	+ Urpillao-Rusos	◇ Payhual - Caupar	
⊕ San Pedro	⊕ Carabamba	★ Cururupa	□ Subvolcánicos	

Fig. 6.4 Diagrama K_2O/SiO_2 de Gill (1981), muestra que las rocas pertenecientes a centros volcánicos cenozoicos y rocas subvolcánicas asociadas son medianamente potásicas.

En cuanto a los productos lávicos y piroclásticos emitidos por los centros volcánicos, estos son de composición ácida e intermedia, cuyo porcentaje en SiO_2 varía de 51,99 a 73,83 % y el porcentaje en K_2O de 0,56 a 5,66% (Fig. 6.5). Mientras que las rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa, incluido domos de lava) son de composición ácida e intermedia, cuyo porcentaje en SiO_2 varía de 51,99 a 73,83 % y el porcentaje en K_2O de 0,56 a 5,66% (Fig. 6.6).

Se han elaborado dos diagramas de Harker, uno para rocas de los centros volcánicos (Fig. 6.5) y otra para rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa, incluido domos de lava) Fig. 6.6, con la finalidad de discernir con mayor claridad la evolución de la serie.

En los diagramas elaborados para las rocas de **centros volcánicos** (Fig. 6.5) se distinguen que la evolución es marcada por una disminución de CaO , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , la estabilidad del Na_2O y el aumento de K_2O a medida que aumenta la SiO_2 . Según estas relaciones la tendencia general de los principales óxidos en las andesitas basálticas hasta las riolitas parece compatible con un proceso de cristalización fraccionada.

Por otro lado, una disminución y/o aumento de los porcentajes de óxidos sugiere un fraccionamiento de los diferentes tipos de minerales en las rocas. Por ende, la disminución de los porcentajes en MgO y Fe_2O_3 con el aumento en SiO_2 puede estar ligada al fraccionamiento temprano del olivino y piroxeno, seguido del anfíbol y la biotita.

También el conjunto de rocas muestra una relación decreciente de CaO en función de SiO_2 . Esta característica puede corresponder a la cristalización temprana de los clinopiroxenos y plagioclasas, seguido del anfíbol en los términos más evolucionados de la serie. Igualmente las rocas muestran una relación decreciente de Al_2O_3 en función de SiO_2 que puede corresponder a la cristalización de la plagioclasa. En este diagrama una primera inflexión de pendiente tiene lugar a 65% de SiO_2 , lo que podría marcar el fraccionamiento de la plagioclasa y el paso de la asociación clinopiroxeno + plagioclasa a plagioclasa + anfíbol.

El porcentaje en P_2O_5 disminuye a medida que el porcentaje en SiO_2 aumenta, lo que puede ser ligado al fraccionamiento de apatita durante la diferenciación. También los porcentajes de TiO_2 y Fe_2O_3 disminuyen en toda la serie indicando el fraccionamiento de los óxidos de Fe-Ti, y en menor medida de la biotita.

Por otro lado, en los diagramas elaborados para las **rocas intrusivas** (subvolcánicas, Batolito de la Costa, sills, incluido domos de lava) se distinguen que la evolución es marcada por una disminución en CaO , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , la estabilidad del Na_2O y el aumento de K_2O con el aumento de la SiO_2 . La tendencia general de los principales óxidos en las andesitas básicas hasta las riolitas parece compatible con un proceso de cristalización fraccionada.

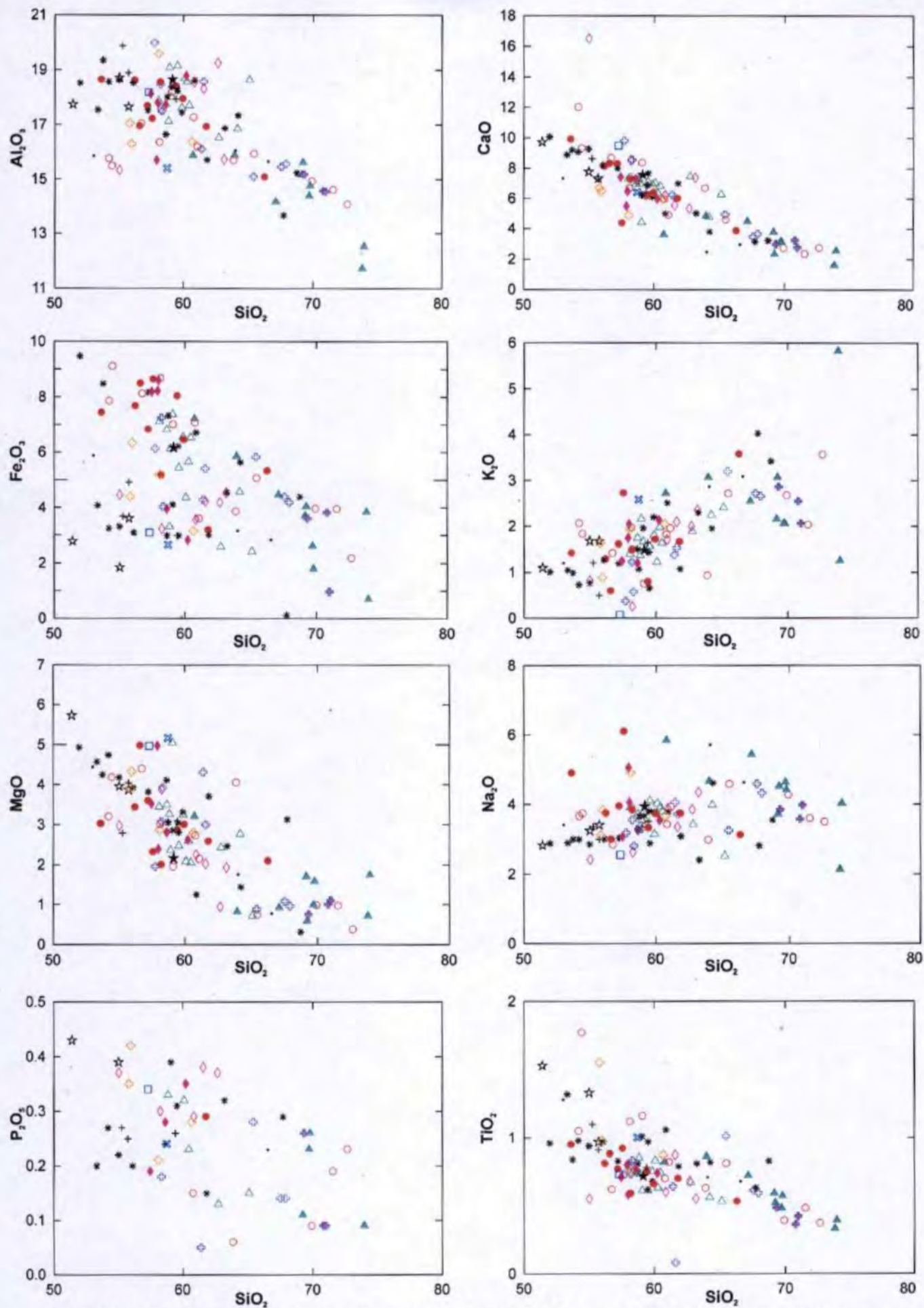


Fig. 6.5 - Diagrama de Harker (óxidos en función de SiO_2) de volcanes y calderas del Cenozoico

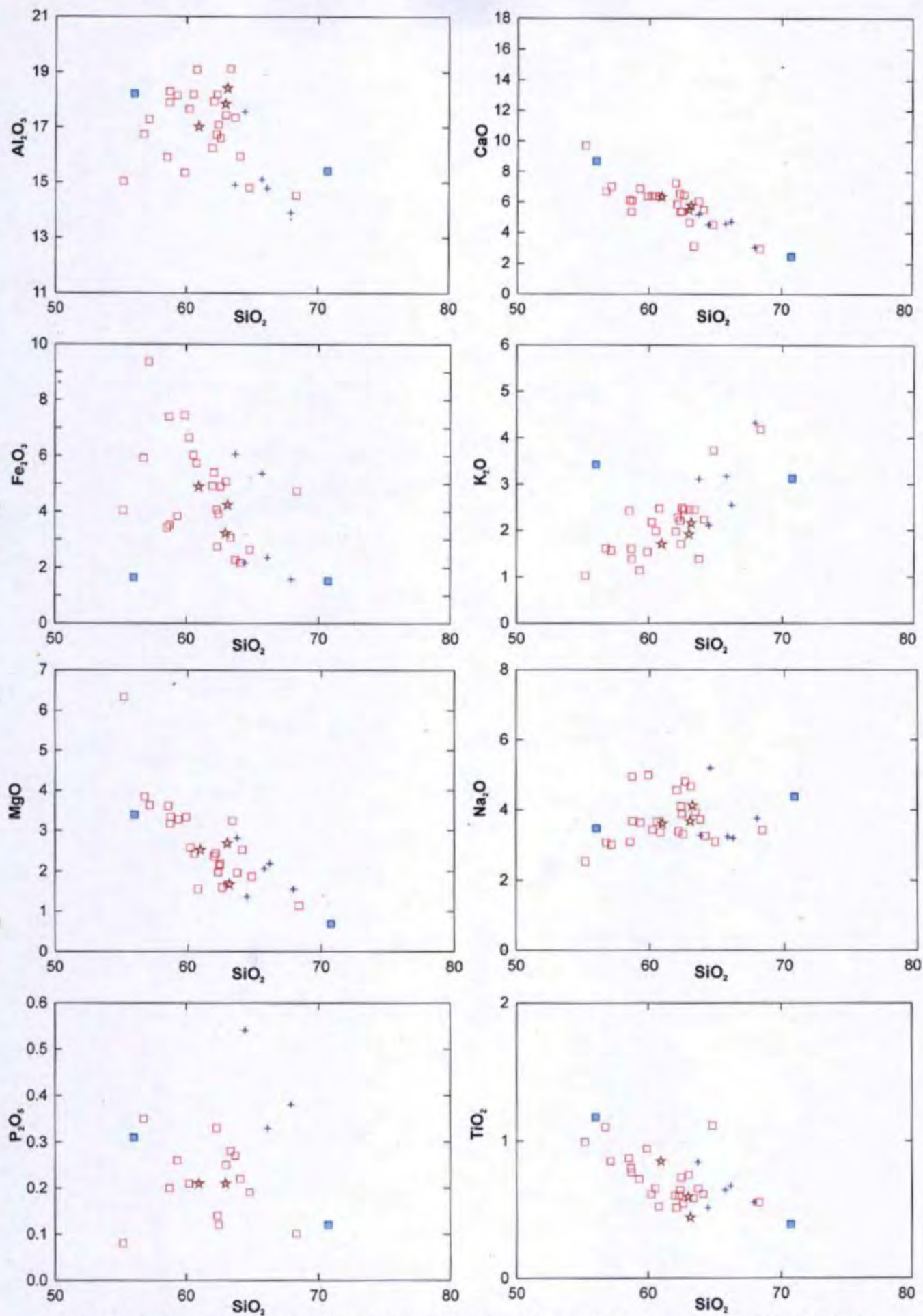


Fig. 6.6 - Diagrama de Harker (óxidos en función de SiO₂) de rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa, sills), incluido domos.

Por otro lado, la disminución de los porcentajes en MgO y Fe_2O_3 con el aumento en SiO_2 puede ser ligada al fraccionamiento temprano de los piroxenos, seguido del anfíbol y la biotita.

El conjunto de rocas muestra una relación decreciente de CaO y Al_2O_3 en función de SiO_2 , que puede corresponder a la cristalización de las plagioclasas, seguido del anfíbol en los términos más evolucionados de la serie.

El porcentaje en P_2O_5 disminuye a medida que aumenta el porcentaje en SiO_2 , lo que puede estar ligado al fraccionamiento de apatita durante la diferenciación. El porcentaje de TiO_2 y Fe_2O_3 disminuye en toda la serie indicando el fraccionamiento de los óxidos de Fe y Ti , y en menor medida de la biotita.

6.2.3 Evolución de los elementos trazas

En estudios de petrogénesis de magmas es indispensable el uso de los elementos trazas por que permiten discriminar el origen de los magmas mejor que los elementos mayores. Su distribución en las rocas magmáticas es una función compleja del estado y composición de la fuente, así como los procesos magmáticos que intervinieron. Con ellas se pueden caracterizar las rocas modernas y asignar una afinidad a las series magmáticas antiguas.

Según su grado de distribución en las fases minerales durante la evolución de los magmas los elementos trazas se dividen en: compatibles e incompatibles.

Elementos incompatibles:

Tanto en las rocas provenientes de los centros volcánicos como en las rocas intrusivas se distingue que el Rb , Th , La y Nb tienen un comportamiento incompatible durante la diferenciación. Ellos presentan correlaciones positivas con respecto a los porcentajes en SiO_2 (Figs. 6.7 y 6.8).

Elementos compatibles:

El Sc , Sr , Sm , Ni , V , Cr , Co , Eu , Nd , Yb e Y son fuertemente incorporados en los minerales que fraccionan. Por ende, ellos presentan correlaciones negativas a medida que aumentan los porcentajes en SiO_2 (Figs. 6.7 y 6.8).

Tanto en las rocas de los centros volcánicos como en las rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa, sills, incluido domos de lava) el rubidio (Rb) muestra un comportamiento fuertemente incompatible durante la diferenciación y una gran gama de variación; este elemento es escogido como índice de diferenciación para discutir la evolución de los porcentajes de los elementos incompatibles (Figs. 6.7 y 6.8).

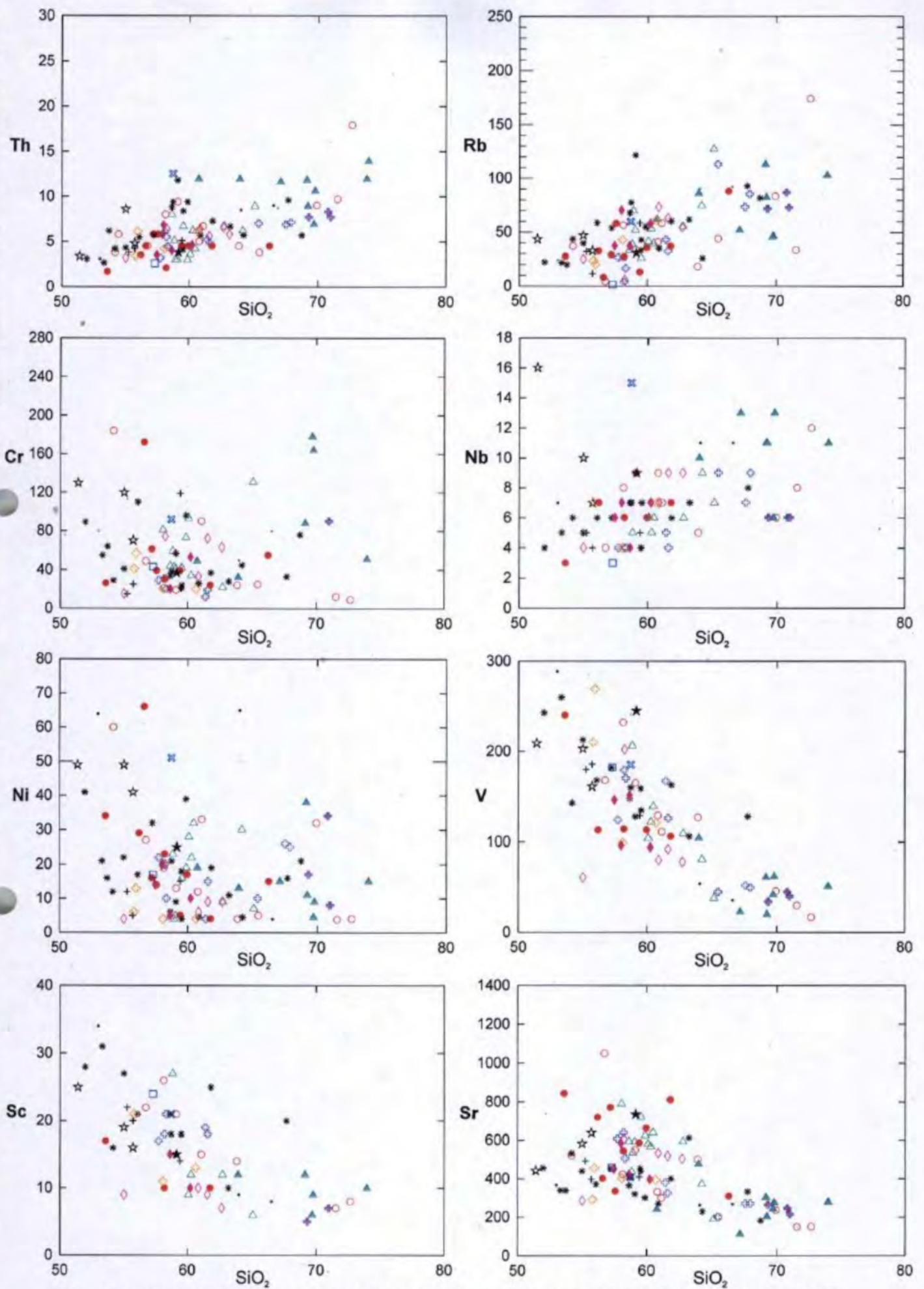


Fig. 6.7 - Variaciones de los elementos trazas de rocas de los centros volcánicos cenozoicos

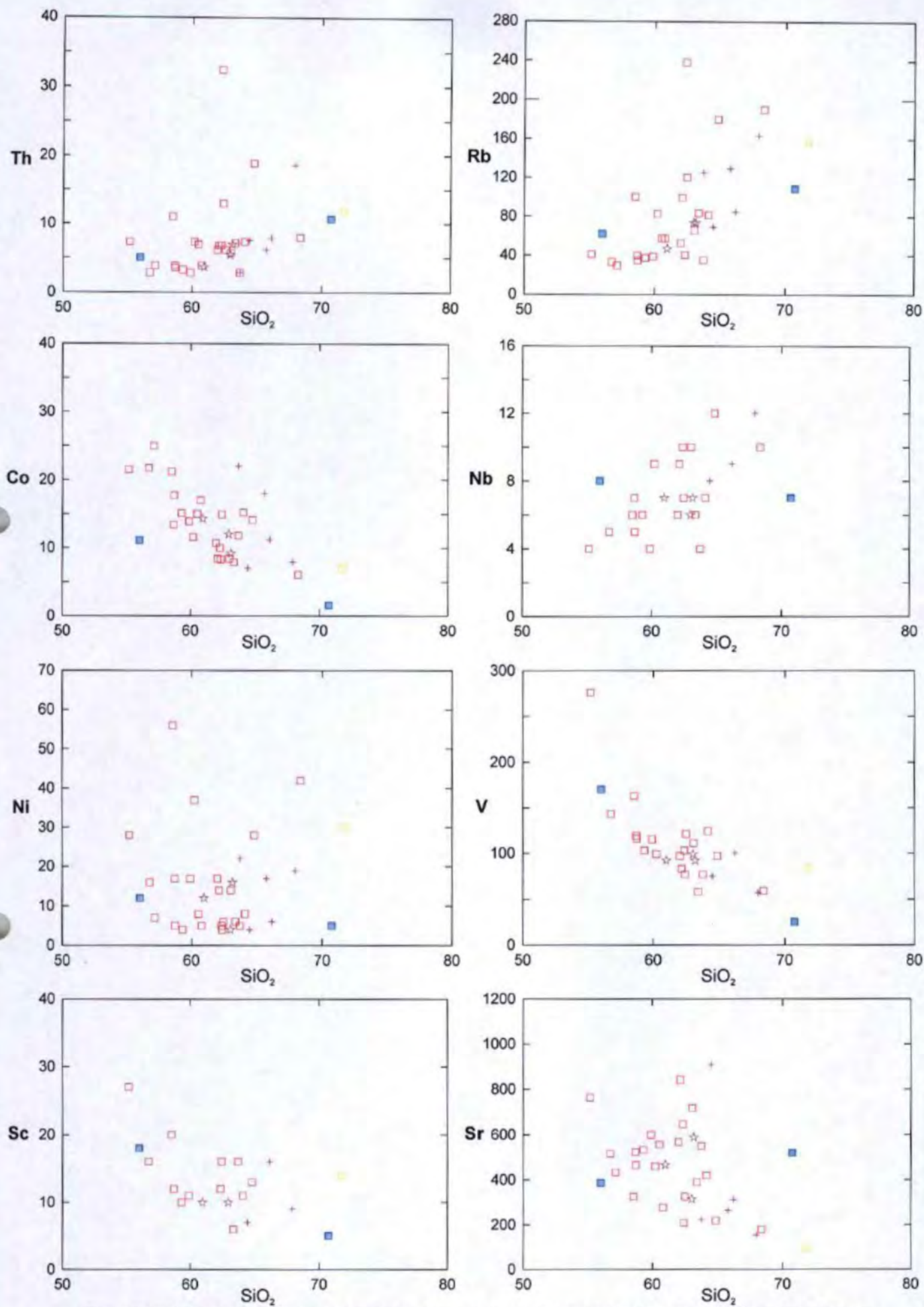


Fig. 6.8 - Variaciones de los elementos trazas de rocas subvolcánicas, Batolito de la Costa, domos de lava y sills

En las rocas provenientes de los **centros volcánicos** los elementos compatibles presentan las siguientes características:

Los porcentajes en escandio (Sc), vanadio (V) e itrio (Y) muestran una buena relación negativa con relación al Rb (Fig. 8.7). El escandio e itrio son más o menos incorporados en los anfíboles. En cambio, el vanadio traduce el rol preponderante del fraccionamiento de los óxidos de Fe - Ti durante la evolución de los magmas del volcanismo cenozoico.

El estroncio (Sr) muestra un carácter compatible durante la diferenciación. La disminución de este elemento en el líquido residual es más acentuada al comienzo. El carácter compatible del estroncio durante la diferenciación puede ser atribuido al fraccionamiento de la plagioclasa.

Por otro lado, en **rocas intrusivas** (subvolcánicas, Batolito de la Costa, sills, incluido domos de lava) se distinguen las siguientes características:

Los porcentajes en escandio (Sc), vanadio (V) e itrio (Y) muestran una buena relación negativa con relación al Rb. El escandio e itrio son probablemente incorporados en los anfíboles (Fig. 6.8). En cambio, el vanadio traduce el rol preponderante del fraccionamiento de los óxidos Fe-Ti durante la evolución de las rocas intrusivas.

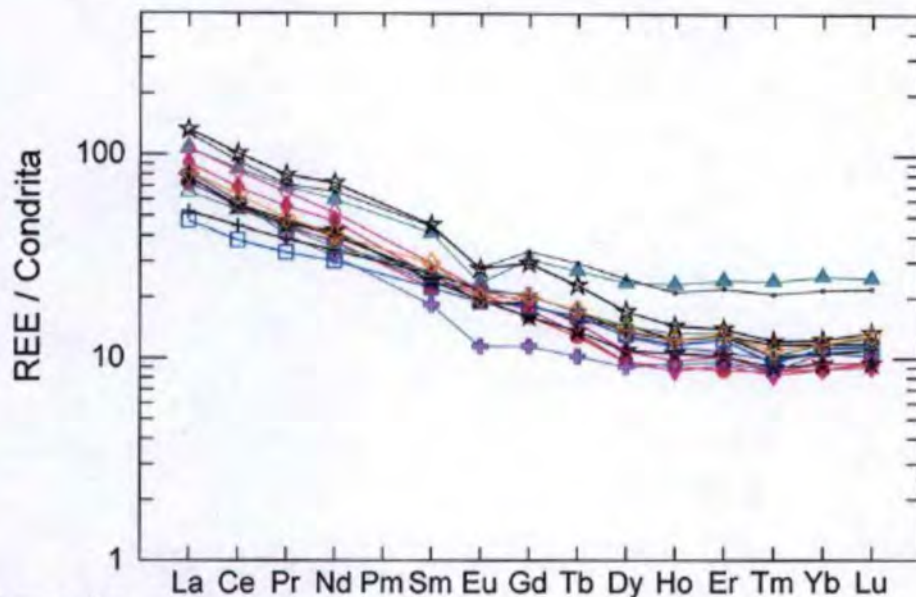
El estroncio (Sr) muestra un carácter compatible durante la diferenciación. El carácter compatible del estroncio durante la diferenciación puede ser atribuido al fraccionamiento de la plagioclasa.

6.2.4 Las Tierras Raras (REE)

Las propiedades físico-químicas de las Tierras Raras varían sistemáticamente en función de su radio iónico que es decreciente del Lantano al Lutecio. Los espectros de Tierras Raras del conjunto de rocas volcánicas del volcanismo cenozoico y rocas intrusivas (subvolcánicas y Batolito de la Costa) han sido normalizados con relación a las Condritas (valores de Sun & McDonough, 1989) (Figs. 6.9 y 6.10). Se han elaborado dos diagramas: uno que muestra los espectros de las rocas menos diferenciadas de cada centro volcánico, y otro para las rocas intrusivas.

En ambos casos, tanto los espectros de rocas de los centros volcánicos del volcanismo cenozoico y rocas intrusivas son subparalelas (Figs. 6.9 y 6.10). El enriquecimiento con relación a las Condritas aumenta a medida que ocurre la diferenciación. El subparalelismo de los espectros confirma la importancia del proceso de cristalización fraccionada en la evolución de los magmas tanto de los centros volcánicos como las rocas intrusivas.

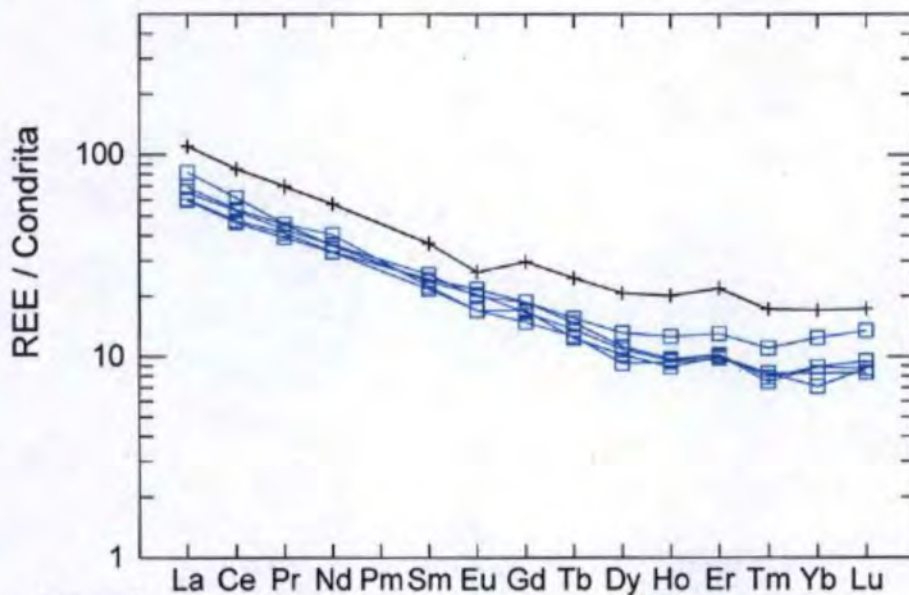
En el caso de los espectros de los **centros volcánicos**, la presencia de una ligera anomalía negativa en Eu de ciertas lavas pertenecientes a los volcanes: Totorá, Cururupa y Macón indica que este elemento fue incorporado en la plagioclasa durante la



Leyenda:

- | | | | | |
|--------------|--------------|---------------|--------------------|------------------|
| △ Titora | ○ Macón | ○ Calamarca | * Paccha-Uromalqui | ⊕ San Pedro |
| ▲ Tablachaca | ◇ Quesquenda | ● Alto Dorado | ☆ Ultocruz - Ticas | ⊕ Carabamba |
| □ Salpo | ◆ Quiruvilca | ★ Cururupa | + Urpillao - Rusos | ⊕ Payhual-Caupar |

Fig. 6.9 Espectros de las Tierras Raras de las andesitas básicas y andesitas de centros volcánicos normalizados a Condrinas, los valores tomados son de Sun & McDonough (1989).



Leyenda:

- | | |
|-----------------|------------------------|
| □ Subvolcánicos | + Batolito de la Costa |
|-----------------|------------------------|

Fig. 6.10 Espectros de las Tierras Raras de las andesitas básicas y andesitas del rocas subvolcánicas y Batolito de la Costa normalizadas a Condrinas, los valores tomados son de Sun & McDonough, (1989).

cristalización del magma. Por otro lado, también se distingue para algunos productos volcánicos la ausencia de una anomalía negativa en Eu que puede indicar que este elemento no fue incorporado en la plagioclasa y puede reflejar fuertes condiciones de oxidación donde todo el Eu está en forma de Eu^{3+} (Davidson *et al.*, 1990).

Por su parte, los espectros de **rocas intrusivas**, a excepción de las rocas del Batolito de la Costa, muestran una ausencia de anomalía negativa en Eu que puede indicar que este elemento no puede ser incorporado en la plagioclasa y reflejaría fuertes condiciones de oxidación donde todo el Eu está en forma de Eu^{3+} .

En este estudio también se han elaborado espectros multielementos de las rocas de los centros volcánicos y rocas intrusivas (subvolcánicas y Batolito de la Costa) para inferir el tipo de fuente de los magmas. Estos diagramas han sido normalizados con relación al MORB de tipo N (Basalto de Rift Medio Oceánico), Figs. 6.11 y 6.12. Los valores de normalización son de Sun & McDonough (1989). Las rocas que figuran son las menos diferenciadas de cada centro volcánico (andesitas basálticas y andesitas) y rocas intrusivas (gabros).

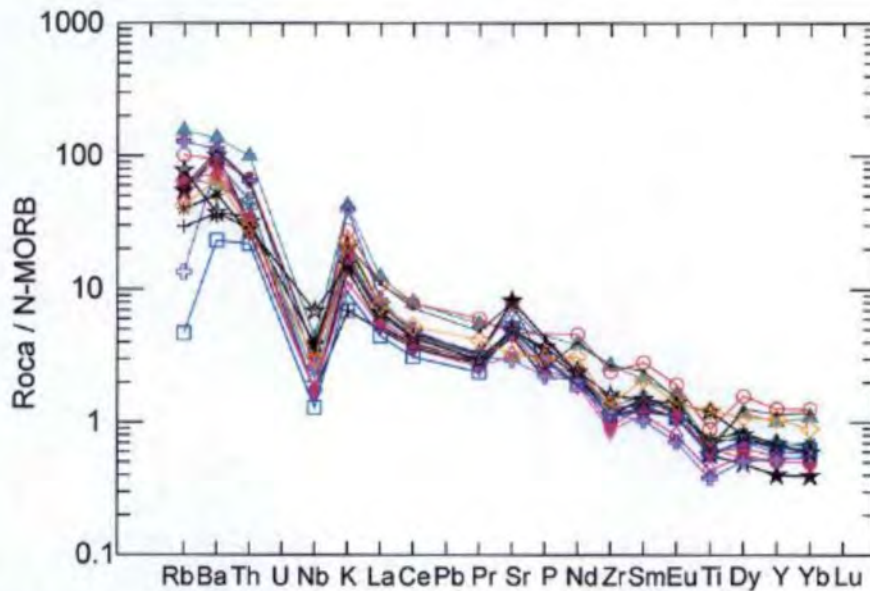
En ambos diagramas: rocas de los centros volcánicos y rocas intrusivas se distingue un fuerte enriquecimiento en LILE (K, Rb, Ba, Th) y Tierras Raras Ligeras (LREE) con relación a las Tierras Raras Pesadas (HREE). El enriquecimiento de estos elementos incompatibles es característico de un manto fuente de tipo enriquecido y/o una contaminación por la corteza continental (Wilson, 1994).

Por otro lado, la existencia de anomalías negativas en HFSE (principalmente en Ti y Nb), es clásico de la serie calco-alcalina de zonas de subducción y puede ser interpretada como debido a una estabilidad de las fases residuales (óxidos de Fe - Ti y/o anfíbol) en el sólido residual durante la fusión parcial (Wilson, 1994). Sin embargo el enriquecimiento en K, Rb, Ba y la anomalía negativa en Ti sugieren un importante rol jugado por la titanomagnetita y la mica durante la diferenciación. La fuerte disminución en Tierras Raras Intermedias (MREE) y Tierras Raras Pesadas (HREE) durante la diferenciación puede ser atribuida al fraccionamiento del anfíbol.

A manera de comparación se presenta un diagrama de espectros multielementos de rocas de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC), normalizado con relación al MORB de tipo N (Fig. 6.13 y 6.14). Los tenores de los elementos trazas de las rocas de la ZVC han sido tomadas de Vatin-Pérignon *et al.*, 1992 (volcán Solimana), Rivera, 2000 (volcán Ubinas), Rivera & Mariño, 2004 (volcán Yucamane) y Suni, 1999 (volcán Misti), Fig 6.13. Los espectros del volcanismo cenozoico son casi similares en sus características a estos de la ZVC. Las conclusiones serán discutidas más adelante.

6.2.5 isótopos Sr/Sr, Nd/Nd

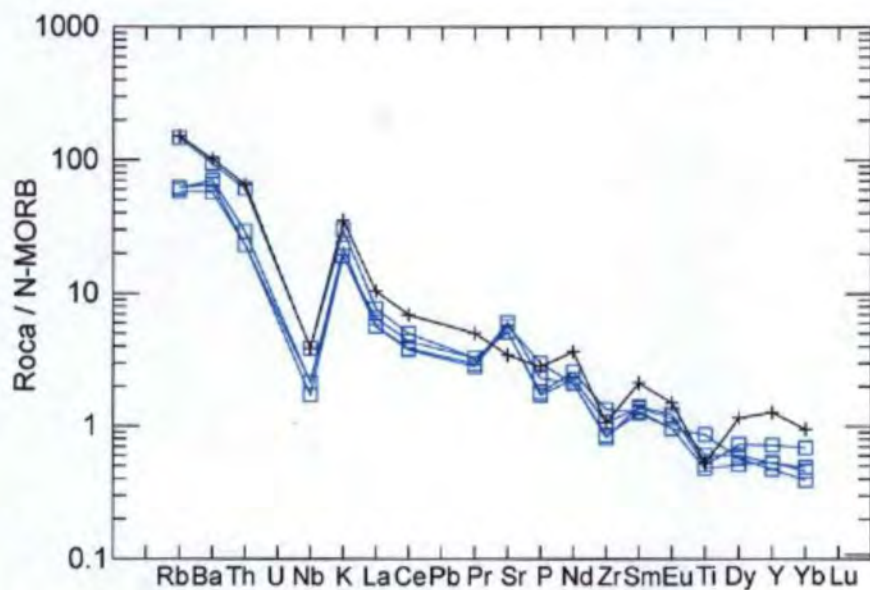
Rolin D. (2005) efectuó algunos análisis isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de rocas del volcanismo cenozoico en el Centro de Pesquisas Geocronológicas – Instituto de



Leyenda:

- | | | | | |
|--------------|--------------|---------------|--------------------|--------------------|
| △ Titora | ○ Macón | ○ Calamarca | * Paccha-Uromalqui | ⊕ San Pedro |
| ▲ Tablachaca | ◇ Quesquenda | ● Alto Dorado | ☆ Ultocruz - Ticas | ⊕ Carabamba |
| □ Salpo | ◆ Quiruvilca | ★ Cururupa | + Urpillao - Rusos | ⊕ Payhual - Caupar |

Fig. 6.11 Diagrama multielementos de los centros volcánicos cenozoicos, normalizado a MORB-N (constante de normalización de Sun & McDonough, 1989)



Leyenda:

- | | |
|-----------------|------------------------|
| □ Subvolcánicos | + Batolito de la Costa |
|-----------------|------------------------|

Fig. 6.12 Diagrama multielementos de rocas subvolcánicas y Batolito de la Costa, normalizados a MORB-N (constante de normalización de Sun & McDonough, 1989)

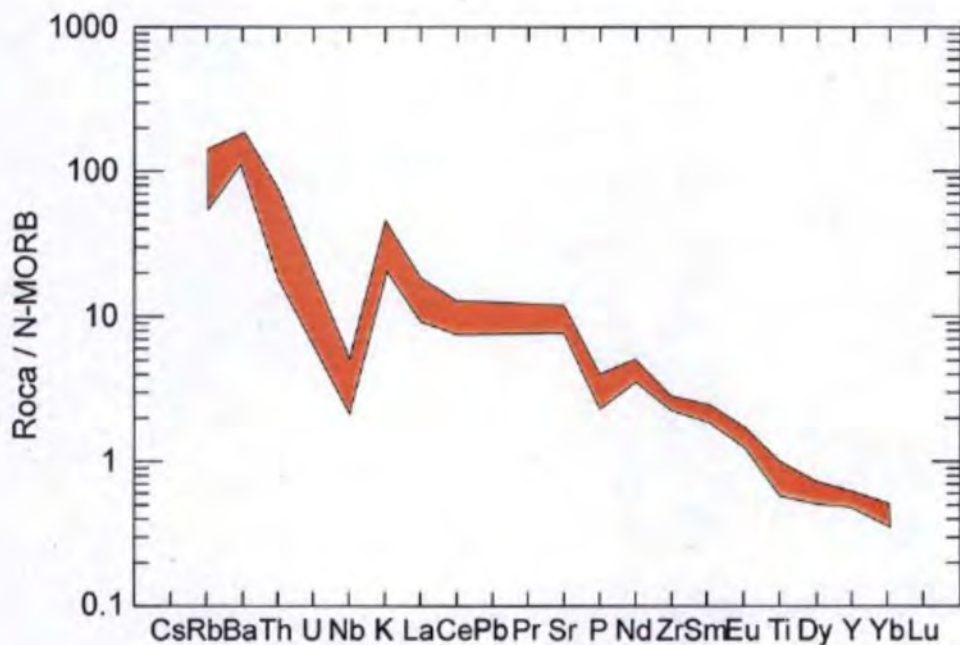


Fig.6.13 Compilación de diagramas multielementos de rocas de los volcanes Plio-cuaternarios Misti, Ubinas, Solimana y Yucamane, normalizado a MORB-N (Sun & McDonough, 1989)

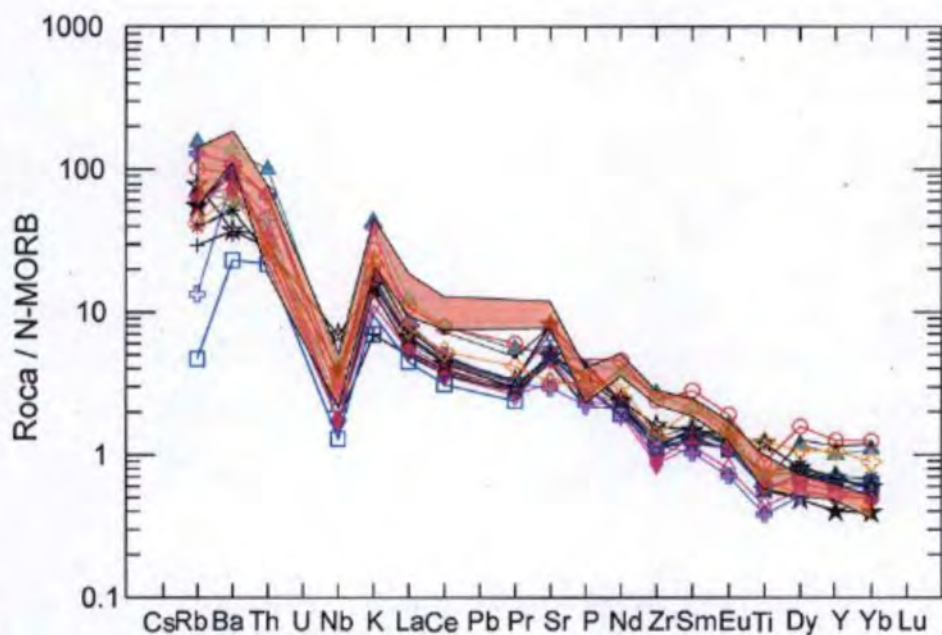


Fig. 6.14 Comparación de diagramas multielementos de rocas los volcanes Plio-cuaternarios del sur peruano y rocas de los volcanes cenozoicos. Todas las rocas han sido normalizados con relación al MORB-N (Sun & McDonough, 1989)

Geociencias de la Universidad Sao Paulo (ver Tabla 4). Los resultados muestran que la composición isotópica en Sr de algunos volcanes del volcanismo cenozoico: Totorá, Alto Dorado y Paccha Urumalqui, es alta ($87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70419 - 0.70493$), mientras que la composición isotópica en Nd es baja ($143\text{Nd}/144\text{Nd} = 0.512666 - 0.517746$) lo que refleja procesos de contaminación de los magmas sufridos durante su ascenso por la corteza continental en un tramo que en aquel entonces probablemente debió ser mayor a 50 km hacia la superficie.

6.3 EVOLUCIÓN PETROGENÉTICA

La presente discusión será efectuada sobre dos aspectos:

1) El proceso de diferenciación magmática de las rocas del volcanismo cenozoico: la cristalización fraccionada y mezcla de magmas de la serie, puesto en evidencia por el estudio petrográfico efectuado anteriormente.

2) Fuente mantélica: la naturaleza de la fuente de los magmas de rocas volcánicas y rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa, incluido domos de lava) que ha dado origen a los líquidos calco-alcalinos.

6.3.1 La cristalización fraccionada

El estudio geoquímico de los elementos mayores y trazas muestra que la evolución de las rocas de los **centros volcánicos y rocas intrusivas** (subvolcánicas, Batolito de la Costa, incluido domos de lava) es principalmente controlado por la cristalización fraccionada, como la petrografía lo había dejado entrever. Los argumentos en favor de una evolución por cristalización fraccionada son la relación directa que existe entre el orden de aparición de los minerales en las rocas, y las variaciones de los elementos químicos correspondientes en los líquidos residuales.

A grandes rasgos el estudio petrográfico ha mostrado que el orden de cristalización de los minerales es el siguiente; el primero en cristalizar es el olivino, después el \pm clinopiroxeno, \pm plagioclasa, \pm óxidos, \pm ortopiroxeno, anfíbol, biotita, feldespato potásico y cuarzo.

La cristalización fraccionada es también puesta en evidencia por otros criterios geoquímicos:

- Los espectros de las Tierras Raras son subparalelas en el conjunto de rocas del volcanismo cenozoico y rocas intrusivas (Figs. 6.9 y 6.10).

- Las buenas relaciones lineales existentes entre los elementos incompatibles. En efecto, en los diagramas de elementos trazas (Fig. 6.15) relacionando dos elementos incompatibles (Rb y Th), el conjunto de rocas del volcanismo cenozoico y rocas intrusivas muestran un ligero alineamiento sobre una recta de correlación que pasa por el origen. Este comportamiento sugiere un origen cogenético de los magmas y su evolución por cristalización fraccionada.

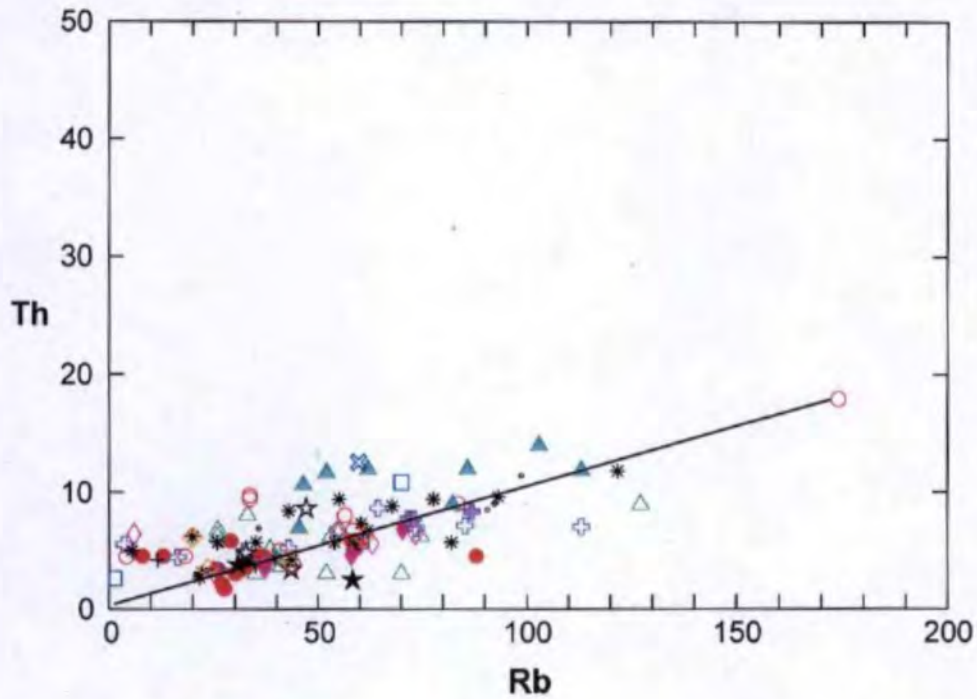
Tabla 4. Resultados de análisis isotópicos Sr/Sr y Nd/Nd efectuados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas Instituto de Geociencias - Universidad Sao Paulo

No. Muestra	Centro Volcánico	Litología	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Error	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Error	f _{Sm/Nd}	T _{DePaolo} (Ga)	ε _(t)
CA-32	Subvolcánica	Subvolcánica	Roca Total	3.131	15.621	0.1212	0.0004	0.512702	0.000009	-0.38	0.6	1.25
CA-431	CV Urumalqui	Lava Andesítica	Roca Total	5.683	26.654	0.1289	0.0004	0.512666	0.000009	-0.34	0.7	0.54
CA-432	CV Urumalqui	Lava Andesítica	Roca Total	4.043	18.312	0.1335	0.0004	0.512695	0.000009	-0.32	0.7	1.12
CA-458	Subvolcánica	Subvolcánica	Roca Total	3.254	14.543	0.1353	0.0004	0.512746	0.000009	-0.31	0.6	2.11
CA-610	CV Urumalqui	Lava Andesítica	Roca Total	4.175	16.491	0.1531	0.0005	0.512739	0.000008	-0.22	0.8	1.98
CA-635	CV Alto Dorado	Lava Andesítica	Roca Total	4.407	20.923	0.1274	0.0004	0.512713	0.000009	-0.35	0.6	1.45
CA-637	CV Alto Dorado	Lava Andesítica	Roca Total	3.826	19.445	0.1190	0.0004	0.512731	0.000007	-0.40	0.5	1.82
CA-639	CV Totorá	Lava Andesítica	Roca Total	3.673	18.237	0.1218	0.0004	0.512687	0.000008	-0.38	0.6	0.96

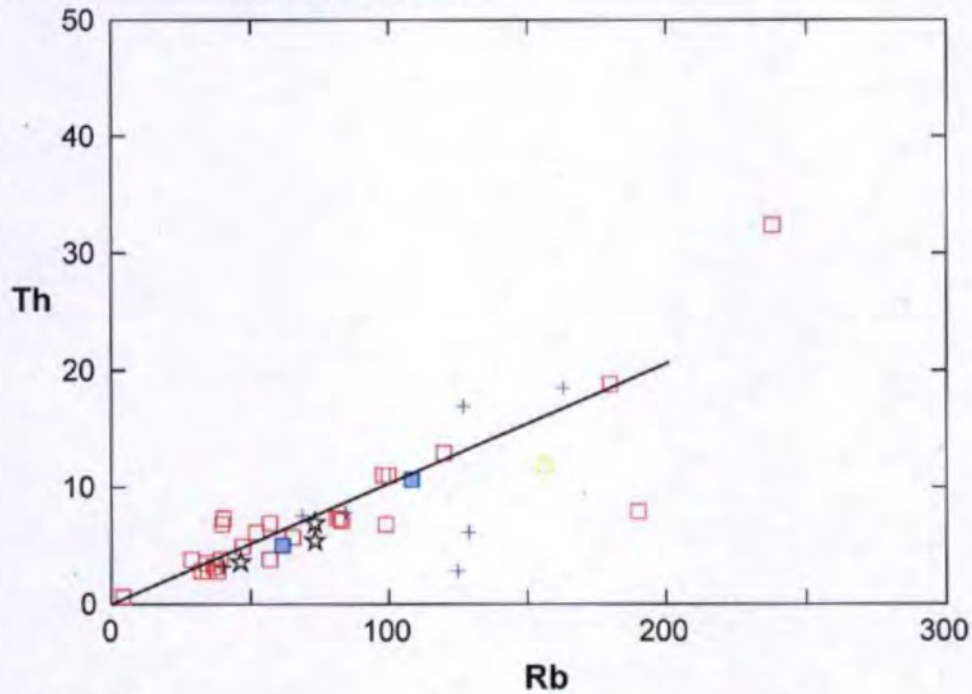
No. Muestra	Centro Volcánico	Material	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	1/Sr	Sr87/Sr86 (Y)	Rb87/Sr86 (X)	T(Ma) λ = 1.42	(Sr87/Sr86) ₀ p/T(Ma)
CA-32	Subvolcánica	Subvolcánica	Roca Total	38.93	633.26	0.00157912	0.70459	0	20	0.70459
CA-431	CV Urumalqui	Lava Andesítica	Roca Total	35.51	637.36	0.00156897	0.70493	0	16.3	0.70493
CA-432	CV Urumalqui	Lava Andesítica	Roca Total	51.37	370.93	0.00269595	0.70440	0	16.7	0.70440
CA-458	Subvolcánica	Subvolcánica	Roca Total	30.30	542.02	0.00184495	0.70449	0	20	0.70449
CA-610	CV Urumalqui	Lava Andesítica	Roca Total	22.93	358.45	0.00278982	0.70419	0	30.2	0.70419
CA-635	CV Alto Dorado	Lava Andesítica	Roca Total	35.83	545.67	0.0018326	0.70433	0	20.4	0.70433
CA-637	CV Alto Dorado	Lava Andesítica	Roca Total	50.78	609.19	0.00164153	0.70436	0	18.5	0.70436
CA-639	CV Totorá	Lava Andesítica	Roca Total	44.76	609.94	0.0016395	0.70477	0	20.6	0.70477

Referencias: Rolim (2005)

Volcanes y calderas:



Cuerpos subvolcánicos, domos, sills:



Leyenda:

△ Titora	○ Macón	○ Calamarca	* Paccha-Uromalqui	☆ Domo
▲ Tablachaca	◇ Quesquenda	● Alto Dorado	☆ Ultocruz - Ticas	■ Dique
□ Salpo	◆ Quiruvilca	+ Urpillao-Rusos	◇ Payhual - Caupar	● Sills
◇ San Pedro	◆ Carabamba	★ Cururupa	□ Subvolcánicos	

Fig. 6.15 Diagrama Th en función de Rb de rocas de los volcanes del Cenozoico y rocas subvolcánicas asociadas

- En los diagramas geoquímicos donde se relacionan los elementos compatibles (tales como: Sr, Sc, V, Co, Cr, Ni) e incompatibles (Rb, Th), se muestra que los porcentajes de elementos compatibles disminuyen a medida que disminuyen los elementos incompatibles, característica de un proceso de cristalización fraccionada (Figs. 6.16 y 6.17).

Según estos argumentos petrográficos y geoquímicos una evolución por cristalización fraccionada del conjunto de rocas del volcanismo cenozoico y rocas intrusivas fue muy probable, los cuales pudieron haber evolucionado en cámaras magmáticas superficiales.

Por otro lado, las relaciones La/Sm versus Sm/Yb y La/Sr versus Sm/Yb (Figs. 6.18 y 6.19) de rocas provenientes de los centros volcánicos y rocas intrusivas muestran que la evolución de la serie fue principalmente controlada por el fraccionamiento de plagioclasa y ligeramente por el fraccionamiento del piroxeno, anfíbol y/o titanomagnetita. El anfíbol tiene un efecto moderado sobre Sm/Yb pero puede al menos parcialmente explicar el rango presentado en La/Sm.

Igualmente las rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa, incluido domos de lava) han evolucionado por cristalización fraccionada, posiblemente en amplias cámaras o reservorios magmáticos. Principalmente las rocas subvolcánicas según su composición química han cristalizado en cámaras magmáticas y no pudieron provenir directamente del manto pues no tienen composición química inicial de manto.

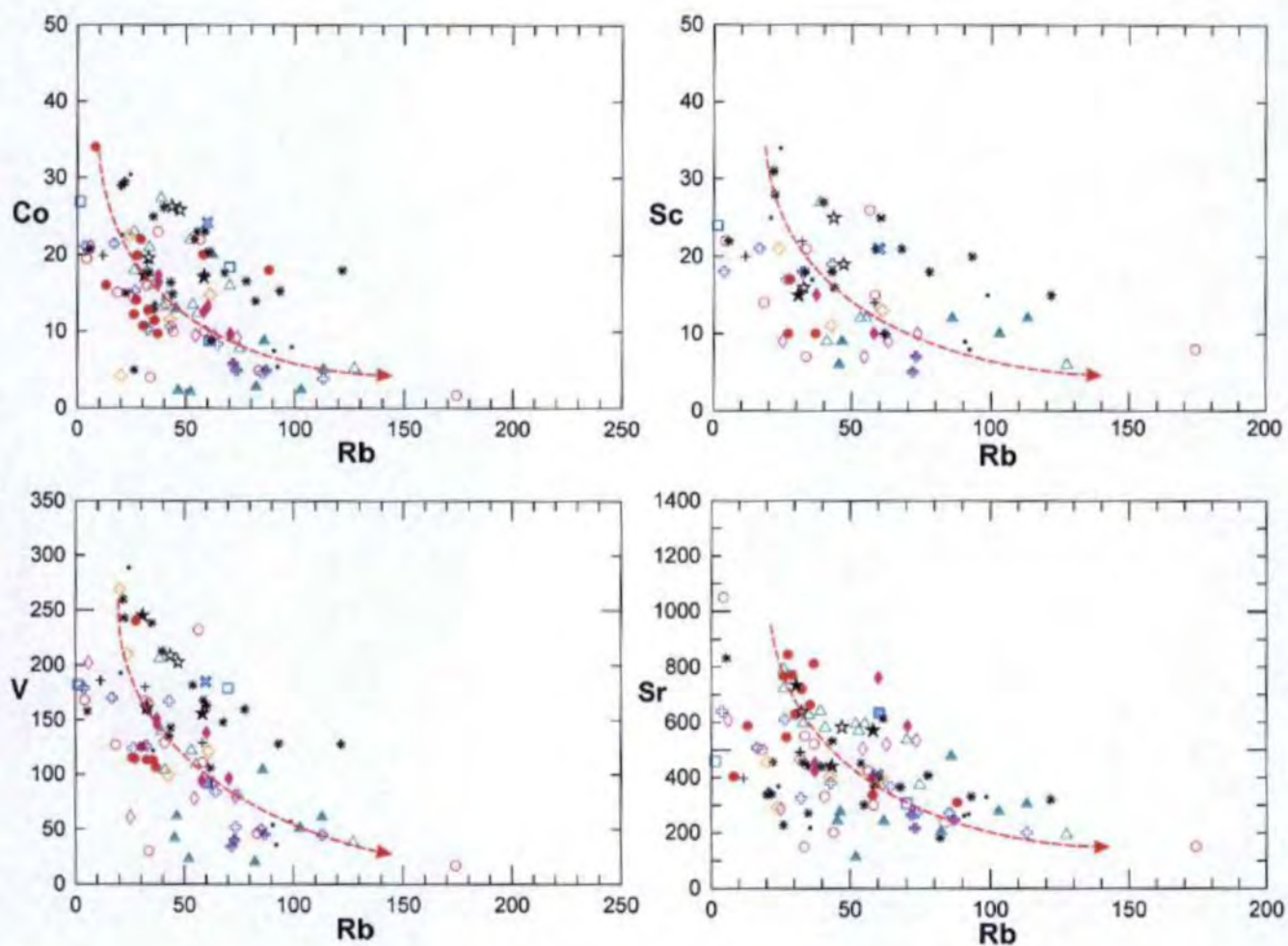
6.3.2 Proceso de mezcla magmática

Los estudios petrográfico y geoquímico efectuados evidencian procesos de mezclas de magma ocurridos en ciertos eventos eruptivos, presentados por los centros volcánicos: Uromalquí, la Caldera Calamarca, otros; así como rocas subvolcánicas. En efecto, numerosas reacciones y/o disequilibrios mineralógicos han sido observados en ciertas rocas: presencia de xenocristales, plagioclasas que muestran un borde periférico (rico en inclusiones vítreas) y zonaciones, fenocristales de anfíbol desestabilizados parcial o totalmente en óxidos, coexistencia de fenocristales de cuarzo y xenocristales de piroxenos. Estas características sugieren la intervención de otro proceso petrogenético secundario como es la mezcla magmática. Además, un proceso de mezcla podría aumentar sensiblemente los porcentajes en elementos de transición de ciertos volcanes, como es visualizado en los diagramas multielementos.

6.3.3 Naturaleza de la fuente

El estudio geoquímico de los elementos mayores efectuado anteriormente ha puesto en evidencia la naturaleza calco-alcalina del conjunto de rocas del volcanismo cenozoico y de las rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa, sills, incluido domos de lava) como lo habían mostrado anteriormente Atherton et al., (1985) en un estudio de estas rocas en la zona de Huarmey, localizado al sur del área del proyecto. Por su parte el

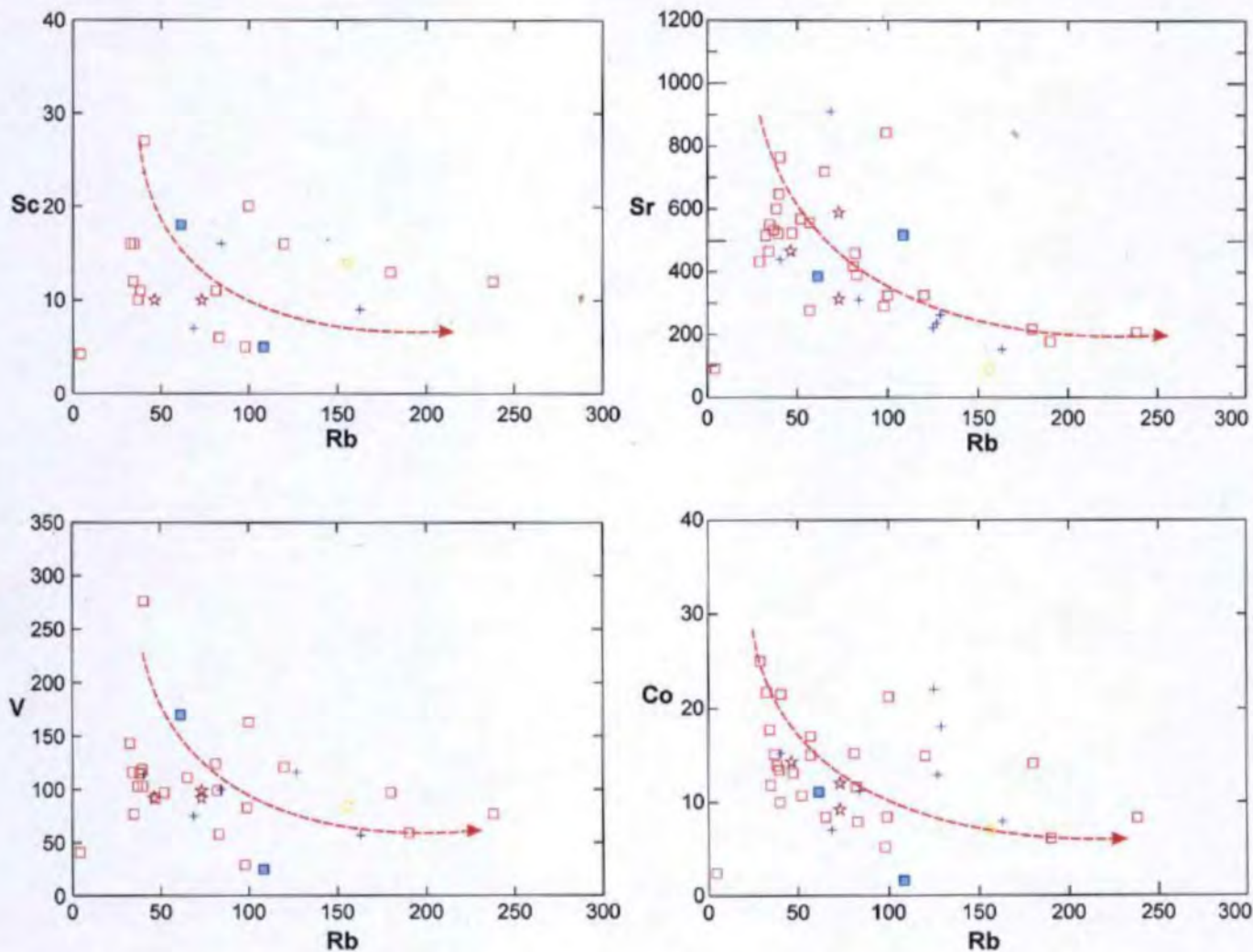
Volcanes y calderas



Leyenda:

△ Titora	○ Macón	○ Calamarca	★ Cururupa	* Paccha-Uromalqui
▲ Tablachaca	◇ Quesquenda	● Alto Dorado	⊕ San Pedro	☆ Ultocruz - Ticas
□ Salpo	◆ Quiruvilca	+ Upillao-Rusos	⊕ Carabamba	◇ Payhual - Caupar

Fig. 6.16 Diagramas de los porcentajes en elementos trazas en función de Rb

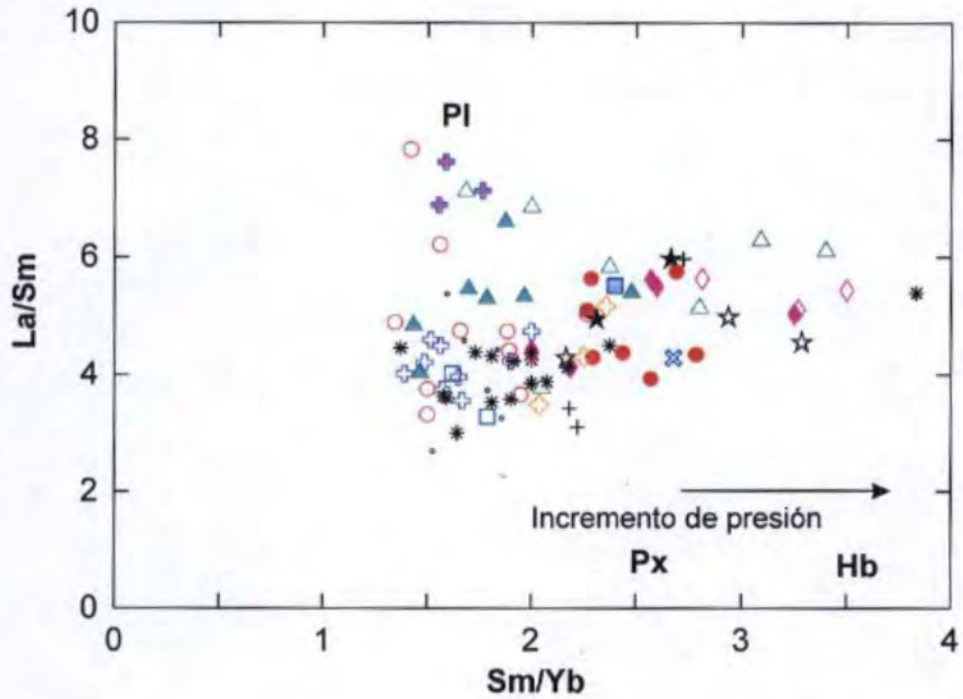


Leyenda:

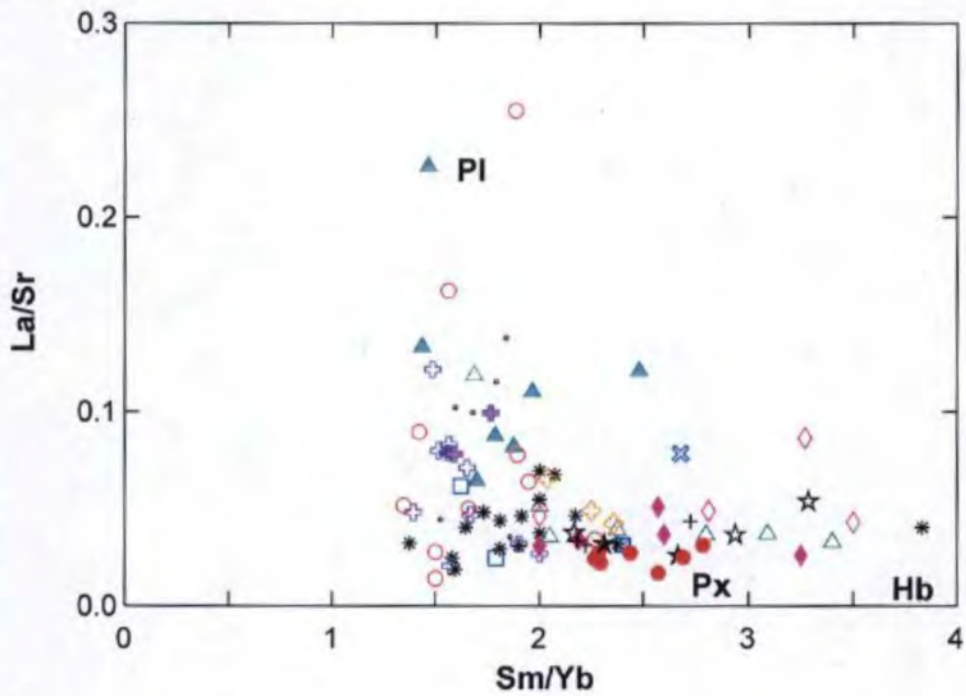
- | | | |
|-----------------|------------------------|---------|
| ☆ Domo | + Batolito de la Costa | □ Sills |
| □ Subvolcánicos | ■ Dique | |

Fig. 6.17 Diagramas de los porcentajes en elementos trazas en función de Rb

Fuente enriquecida



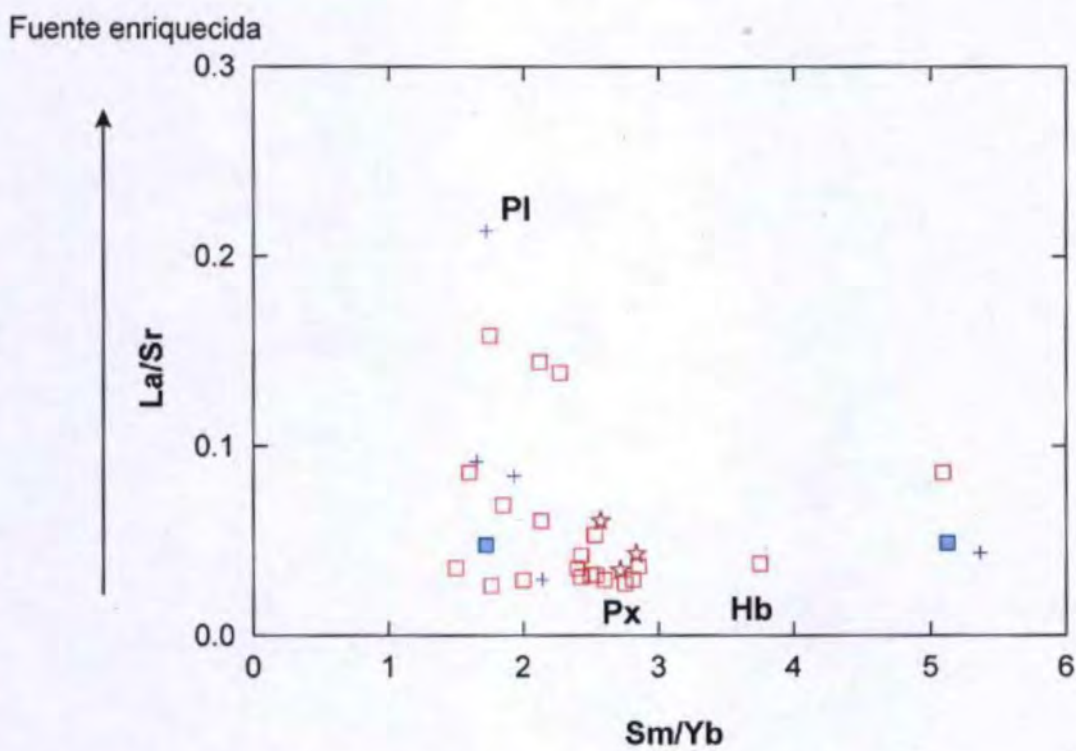
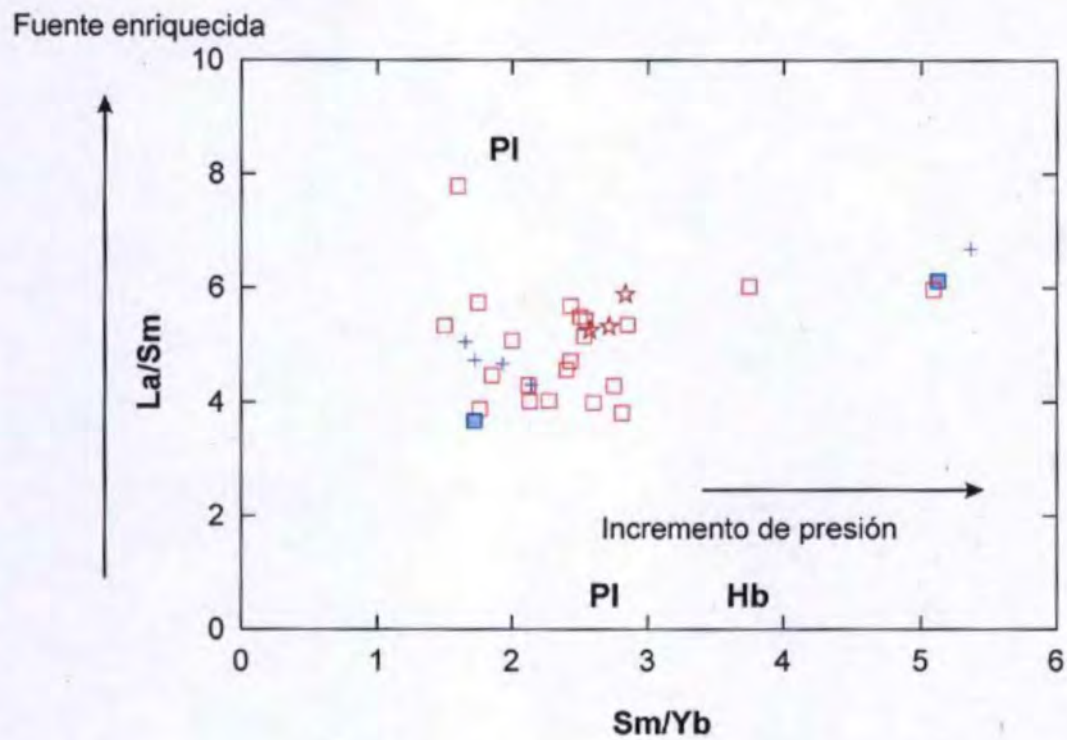
Fuente enriquecida



Leyenda:

△ Titora	○ Macón	○ Calamarca	* Paccha-Uromalqui	+ Urpillao
▲ Tablachaca	◇ Quesquenda	● Alto Dorado	☆ Ultocruz - Ticas	⊕ Carabamba
□ Salpo	◇ Quiruvilca	★ Cururupa	⊕ Payhual - Caupar	⊕ San Pedro

Fig. 6.18 Diagrama Th en función de Rb de rocas del volcanismo cenozoico



Leyenda:

- Subvolcánicos
 Domo de lava
 Dique

Fig. 6.19 Diagrama Th en función de Rb de rocas subvolcánicas, domos de lava del vulcanismo cenozoico

estudio geoquímico de los elementos trazas confirma la existencia de una fuente mantélica en la génesis de los magmas calco-alcalinos del volcanismo cenozoico.

Según las características petrológicas y geoquímicas de las rocas del volcanismo cenozoico y rocas intrusivas (subvolcánicas, Batolito de la Costa, sills, incluido domos de lava) descritos en este estudio, la generación de magmas estuvo ligado a procesos de subducción.

La génesis de magmas en zonas de subducción es considerada como un proceso complejo. Las hipótesis actuales pueden ser resumidas de la siguiente manera: (1) cristalización fraccionada a partir de un magma basáltico primario; (2) fusión parcial de la corteza continental inferior; (3) fusión parcial de la cuña del manto situada encima de la zona de subducción por fluidos liberados de la deshidratación de la placa subducida; o (4) fusión parcial de la corteza oceánica subducida (cuyos productos son magmas calco-alcalinos con características adakíticas). Además, otros procesos posteriores de contaminación y/o asimilación por la corteza durante el ascenso y emplazamiento de los magmas; así como mezcla magmática hacen más complejo el modelo de génesis de estos magmas (Wilson, 1989).

Para comprender sobre la génesis de magmas del volcanismo cenozoico es necesario visualizar el modo de génesis y emplazamiento de los magmas calco-alcalinos que se vienen produciendo en la actual Zona Volcánica Central de los Andes - ZVC (sur del Perú, norte de Chile y oeste de Bolivia), del Plio-Cuaternario, cuyo contexto geodinámico es casi similar a lo presentado durante el Eoceno - Mioceno en el norte peruano. Las rocas calco-alcalinas de la ZVC resultan esencialmente de la fusión parcial de la cuña del manto metasomatizado por fluidos derivados de la deshidratación de la corteza oceánica subducida. Estos magmas sufren una contaminación y asimilación por la corteza durante su ascenso hacia la superficie o al momento del almacenamiento, debido a la presencia de una corteza continental muy espesa (~70 km, James, 1971, Lefevre, 1979).

A manera de comparación se efectuó un diagrama multielementos normalizados con relación al MORB de tipo N de las rocas calco-alcalinas de la ZVC (Fig. 6.13). Comparando con el diagrama multielementos del volcanismo cenozoico (Fig. 6.14) vemos que los espectros de los elementos trazas del volcanismo cenozoico se diferencian de las rocas de la ZVC por sus porcentajes ligeramente más bajos en Ba, Nb, Ti, LREE (Tierras Raras Ligeras) y MREE (Tierras Raras Medianas). Por su parte los espectros de la ZVC muestran un empobrecimiento en Tierras Raras Pesadas (HREE) e Y, mientras que las rocas del volcanismo cenozoico están enriquecidas, sugiriendo que hay muy poco granate o anfíbol en la fuente que retienen las HREE.

Por otro lado, en los diagramas multielementos y de Tierras Raras (Figs. 6.9; 6.10; 6.11 y 6.12) los productos del volcanismo cenozoico presentan similares características geoquímicas que las rocas del Batolito de la Costa. Los espectros de estas últimas

rocas muestran similares características, con anomalías negativas en Nb y Ti, sugiriendo un mismo proceso de generación de magmas.

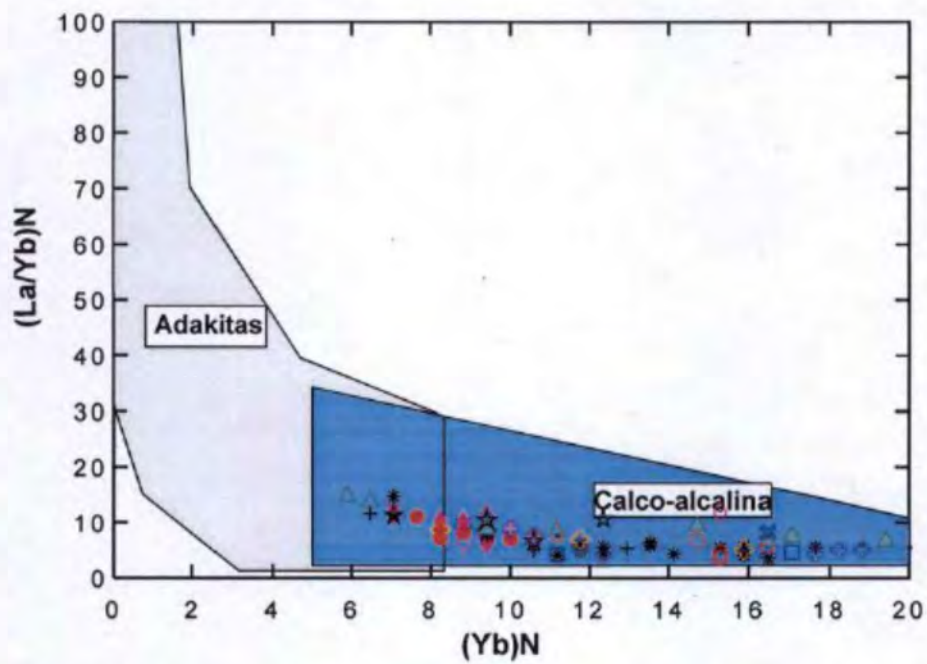
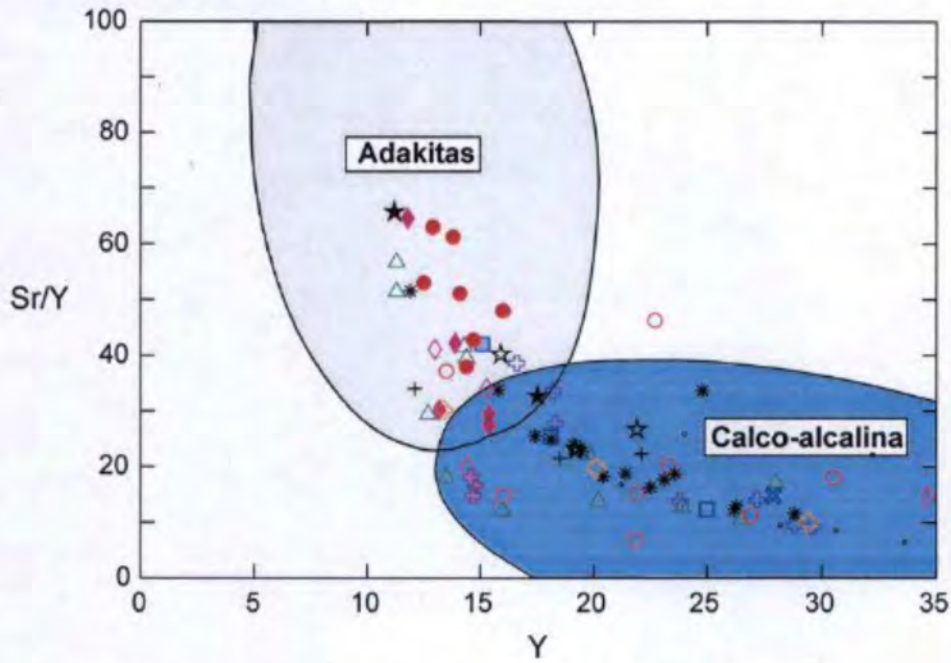
El estudio geoquímico efectuado muestra que el emplazamiento de magmas del volcanismo cenozoico estaría ligado al proceso de subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana que al menos durante el Eoceno – Mioceno en este sector tenía ~30° de inclinación y generaba la fusión parcial de la cuña del manto. Esta subducción igualmente generó el acortamiento y levantamiento de la Cordillera Occidental de los Andes.

Estudios de geodinámica basados en anomalías magnéticas y cambios de dirección en la convergencia de la Placa de Nazca (anteriormente Farallon) efectuados en el norte del Perú argumentan que al menos durante el Oligoceno - Mioceno (30 a 12 Ma.) ocurrió una subducción rápida en la zona norte del Perú (Pilger, 1983, Pardo Casas & Molnar, 1987; Soler & Bonhomme, 1990). Dataciones radiométricas y estudios estratigráficos demuestran que en este tiempo se habrían generado magmas del volcanismo cenozoico. Si hubiese ocurrido tal proceso de subducción rápida la placa subducida hubiese sido parcial o totalmente fusionada, lo cual podría ser visualizado en los tipos de magmas generados o emitidos: por ejemplo se tendría magmas adakíticos y/o TTG arqueanas (magmas pobres en HREE e Y, con relaciones Sr/Y elevadas) en el norte peruano, tal como los descritos por Defant & Drummond (1990); Martin (1999). Para resolver esta interrogante análisis químicos de rocas de los centros volcánicos han sido ploteados en algunos diagramas clásicos de Adakitas (Fig. 6.20 y 6.21). En estos diagramas se distinguen que estas rocas tienen afinidad calco-alcalina "normal" y no adakítica.

Entonces, esto nos lleva a pensar, que a pesar que la placa oceánica que subducía en aquel entonces (Oligoceno-Mioceno) era relativamente joven y por ende poco caliente no produjo su fusión parcial, que hubiese dado lugar a la presencia de magmas adakíticos en el volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy).

Considerando las características geoquímicas de las rocas del volcanismo cenozoico presentados anteriormente y el contexto geodinámico presentado durante el Eoceno-Mioceno en la margen occidental del norte peruano existe una hipótesis que hace mención la proveniencia de los magmas producto de la fusión parcial de la cuña del manto metasomatizado y su posterior emplazamiento en varios reservorios. En efecto, durante el Eoceno - Mioceno, la Placa de Nazca (anteriormente Placa Farallón) en el norte peruano tenía ~30° de inclinación y el proceso de subducción generaba la fusión parcial de la cuña del manto, esto a la vez producía magmas andesíticos emitidos durante el volcanismo cenozoico. En este proceso, el fuerte grado de enriquecimiento en elementos incompatibles (Rb, Th, K) de las rocas del volcanismo cenozoico podría provenir de un manto enriquecido, o bajo grado de fusión parcial y/o una contaminación por la corteza. Este último proceso ha sido visualizado según los resultados de análisis isotópicos de Sr/Sr y Nd/Nd efectuados en este estudio. En efecto la composición isotópica en Sr del volcanismo cenozoico es alta ($87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70419-0.70493$),

Volcanes y calderas

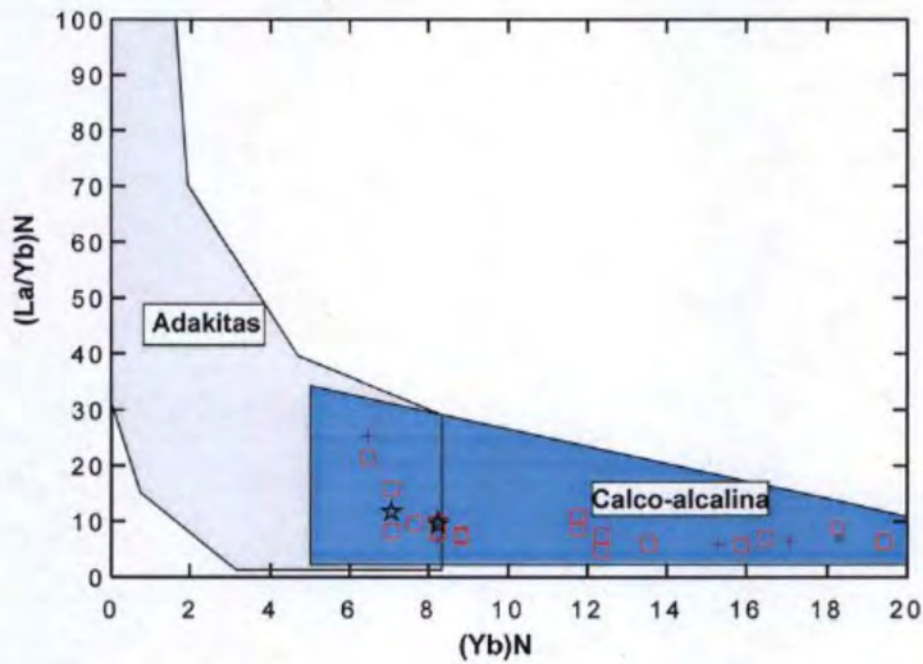
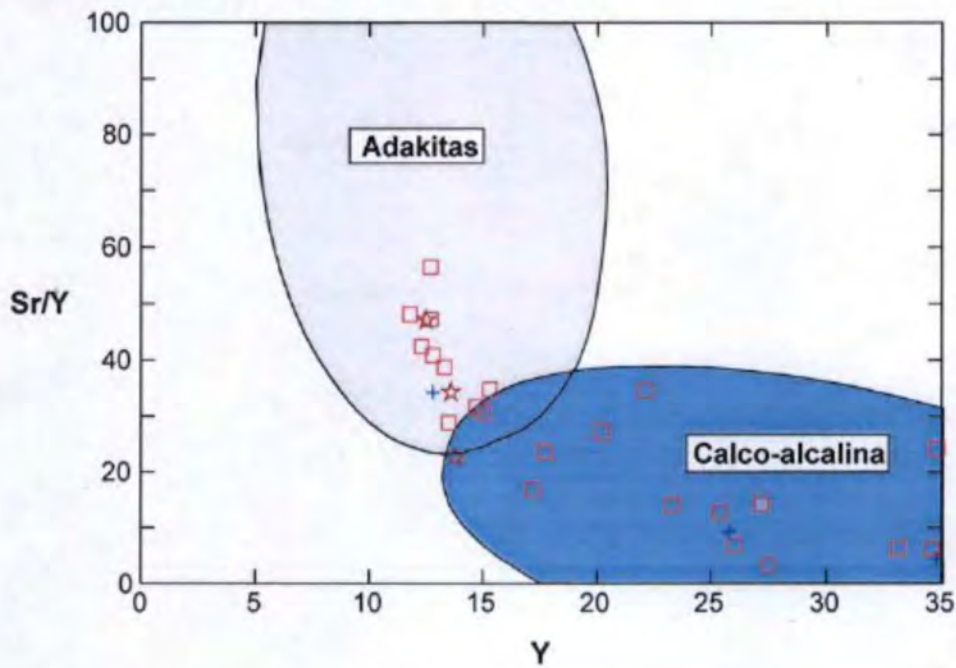


Leyenda:

- | | | | | |
|--------------|--------------|---------------|--------------------|------------------|
| △ Titora | ○ Macón | ○ Calamarca | * Paccha-Uromalqui | ⊕ San Pedro |
| ▲ Tablachaca | ◇ Quesquenda | ● Alto Dorado | ☆ Ultocruz - Ticas | ⊕ Carabamba |
| □ Salpo | ◆ Quiruvilca | ★ Cururupa | + Urpillao - Rusos | ⊕ Payhual-Caupar |

Fig. 6.20 Diagramas discriminantes de la serie adakítica y calco-alcalina (Martín, 1999)

Rocas subvolcánicas, domos, sills



Leyenda:

- Subvolcánicos
- ★ Domo de lava
- + Batolito de la Costa

Fig. 6.21 Diagramas discriminantes de la serie adakítica y calco-alcalina (Martin, 1999)

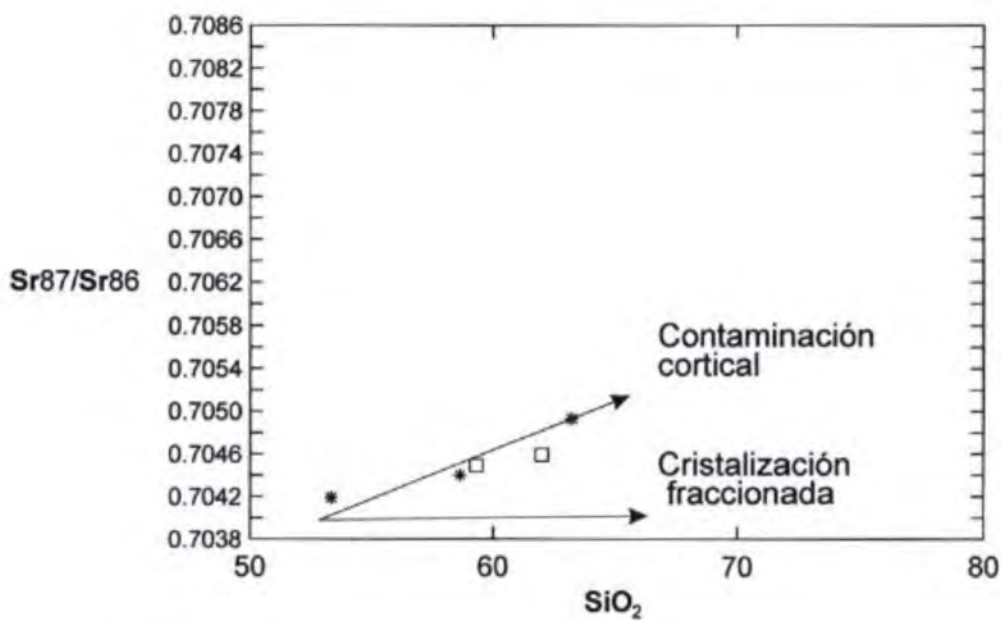
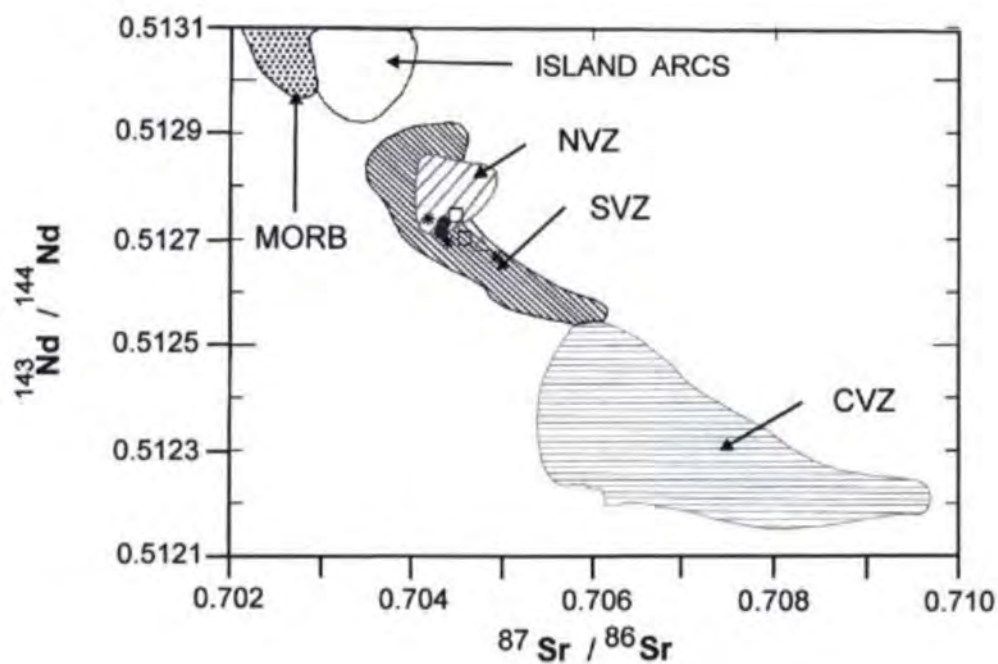


Fig. 6.22 Diagrama de variación para composiciones isotópicas de Sr y Nd en rocas del volcanismo cenozoico

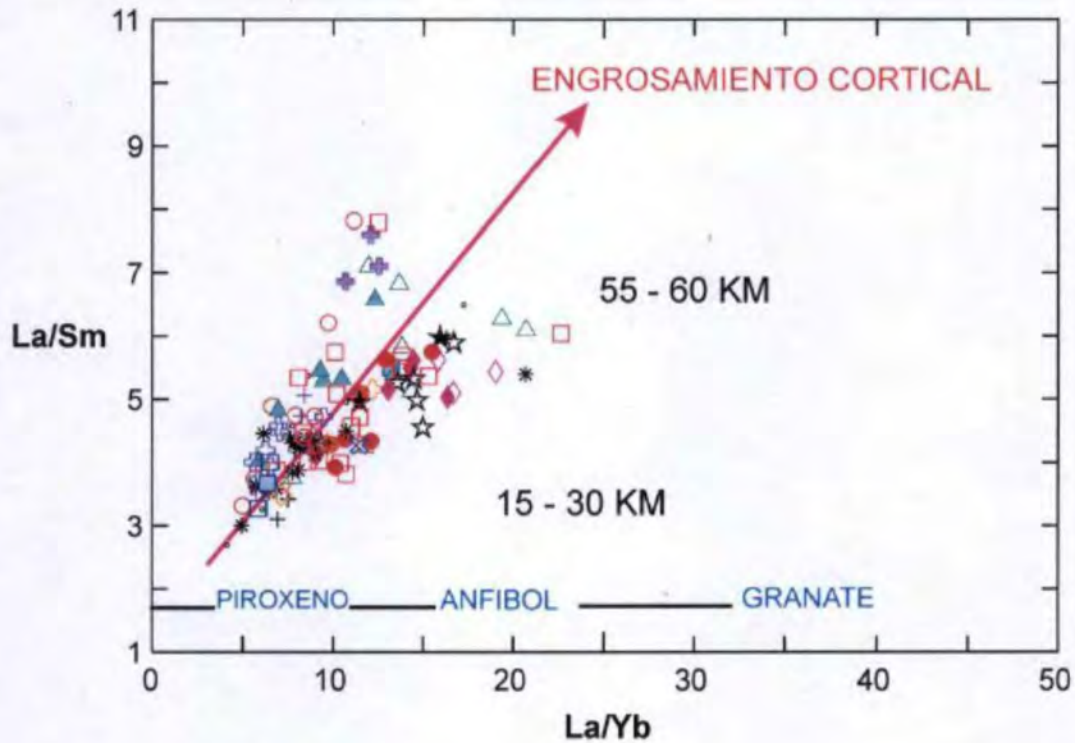
mientras que la composición isotópica en Nd es baja ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512666 - 0.517746$) lo que refleja procesos de contaminación de los magmas sufridos durante su ascenso hacia la superficie (Fig. 6.22).

De otro lado los elevados porcentajes en Mg, Ni y Cr de la mayoría de las muestras del volcanismo cenozoico puede ser explicada también por una contaminación de corteza o por fusión de materiales basálticos de arcos más antiguos, probablemente MORB metamorizados por ascensos de magmas del manto, porque existen fragmentos de corteza oceánica acrecionadas en la base de la corteza (Maury *et al.*, 1996).

La pobreza en olivino y la rareza de basaltos, indican que los magmas que arriban a la superficie son evolucionados y esto se debió posiblemente a que existe uno o más reservorios y/o cámaras magmáticas, algunas en la corteza continental inferior y otras cámaras cerca a la superficie. A grandes rasgos, la evolución de las composiciones geoquímicas sugiere que la composición de los magmas inyectados en los reservorios magmáticos ha restado relativamente homogéneos en el tiempo.

La presencia de magmas evolucionados ligados a la existencia de uno o más reservorios magmáticos localizados tanto en la corteza continental inferior como cerca de la superficie hace pensar que la corteza durante el Eoceno-Mioceno era ya gruesa (posiblemente tenía entre 40 - 50 km) y rígida. En efecto, el diagrama La/Yb versus La/Sm (Fig. 6.23) muestra la existencia de una alta razón La/Yb que indica la presencia de una fase de alta presión (granate, \pm anfíbol) en la fuente. Esto a la vez sugiere que los magmas del volcanismo cenozoico se habrían emplazado en una zona de alta presión y gran profundidad, en una corteza engrosada, cuyo espesor podría haber tenido entre 40-50 km. Actualmente el espesor en esta parte del continente sudamericano varía entre 40-45 km de ancho (Beck *et al.*, 1996).

Los magmas que resultan de los procesos descritos anteriormente ascienden por el interior de la corteza continental y vienen acumularse en reservorios magmáticos superficiales, donde evolucionan por cristalización fraccionada. Por otro lado, los estudios petrográficos muestran la existencia de minerales que presentan zonaciones (plagioclasas), minerales desestabilizados y xenocristales. La existencia de estas fases sugiere un reequilibrio químico seguido a una ligera mezcla de magma y un grado de diferenciación en el interior de cámaras magmáticas superficiales. En efecto, cámaras magmáticas conteniendo frecuentemente magma, fueron regularmente alimentadas por magmas básicos más calientes. En el interior, el magma se enfría y sufre una cristalización fraccionada. Las cámaras periódicamente fueron parcialmente vaciadas durante las erupciones.



Leyenda:

△ Titora	○ Macón	○ Calamarca	* Paccha-Uromalqui	☆ Domo de lava
▲ Tablachaca	◇ Quesquenda	● Alto Dorado	☆ Ultocruz - Ticas	+ Batolito de la Costa
□ Salpo	◆ Quiruvilca	★ Cururupa	⊕ Payhual - Caupar	
⊕ San Pedro	⊕ Carabamba	□ Subvolcánicos	+ Upillao-Rusos	

Fig. 6.23 Razones La/Sm versus La/Yb de muestras de los volcanes cenozoicos para mostrar la relación entre los patrones de Tierras Raras y el engrosamiento corteza continental.

CAPÍTULO VII

YACIMIENTOS MINERALES

En el Norte del Perú, desde el departamento de Ancash, atravesando La Libertad y Cajamarca, por los Andes Occidentales y extendiéndose hasta el Ecuador se reconoce la existencia de una franja metalogenética que tiene entre 40 a 75 km de ancho. En ella se encuentran un importante número de yacimientos minerales de oro, cobre-oro, y en menor proporción plata-oro-cobre-zinc-plomo (Kihien, 1997).

En el área de estudio (departamentos de La Libertad y sector norte del departamento de Ancash) los yacimientos están albergados en centros volcánicos erosionados del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy), en rocas sedimentarias del Mesozoico, y en el contacto de rocas sedimentarias o volcánicas con cuerpos subvolcánicos. En esta zona la actividad magmática generó depósitos con características epitermales de alta y baja sulfuración, pórfidos, polimetálicos y zonas de alteración hidrotermal.

A principios de la década de los ochenta en la zona Norte del área de estudio se descubrió el yacimiento diseminado de Au-Ag de Yanacocha. Sus depósitos minerales se encuentran alojados en secuencias piroclásticas miocénicas asignadas al volcanismo cenozoico. Habiendo registrado una producción de 3.3 Moz/Au en el 2005 y con reservas de 20 Moz/Au (Loayza, comunicación oral), considerando sólo los depósitos alojados en óxidos. En la década de los noventa en el departamento de Ancash se localiza un yacimiento con similares características a Yanacocha: Pierina. Este yacimiento se encuentra alojado también en secuencias piroclásticas miocénicas pertenecientes al volcanismo cenozoico. En el año 2004 su producción fue de 0.65 Moz/Au. Para el año 2005, se estimó una producción entre 0.61 y 0.62 Moz/Au. Pierina tiene reservas estimadas en 2.5 Moz/Au (Barrick Gold Corporation, 2005).

Los yacimientos de Yanacocha, Sipán, Pierina y Tantahuatay se encuentran relacionados a la actividad de centros volcánicos tales como volcanes, calderas o al emplazamiento de domos de lava (Vidal & Cabos, 1983; Candiotti & Guerrero, 1997; Klein et al., 1997, Noble et al., 1997). Los yacimientos se han desarrollado generalmente en las intersecciones de fallas y fracturas con direcciones Noroeste y Noreste. Estos yacimientos se caracterizan por tener bajas leyes en Au, las cuales oscilan entre 1 a 3 g/T Au, albergadas en rocas piroclásticas y lávicas. Los mayores valores de Au se encuentran asociados a zonas de sílice residual (*vuggy silica*, *massive silica*, *granular silica*). Por lo tanto, afloramientos del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy), desde el punto de vista económico, constituyen un metalotecto principalmente aurífero muy importante en el Norte del Perú.

Estudios recientes llevados a cabo por INGEMMET, correspondientes al Proyecto GR-4 "Volcanismo Cenozoico (Grupo Calipuy) y su asociación con los Yacimientos Epitermales, Norte del Perú" han identificado que los yacimientos minerales, como Machacala, Sulcha, Uromalqui, Quiruvilca, Tres Cruces, etc., están localizados dentro y en las inmediaciones de centros volcánicos y/o cuerpos subvolcánicos.

Las principales estructuras que corresponden a fallas y pliegues, tienen direcciones principales NO-SE y secundarias de E-O, cortadas casi perpendicularmente por fallas menores que tienen rumbos NE-SO y N-S. Los factores litoestratigráficos, consistentes en las propiedades favorables de las rocas para albergar la mineralización y los factores mineralógicos que permiten la reacción química entre los fluidos ascendentes

y los componentes de las rocas, han permitido la depositación de los minerales económicos.

Según los factores antes mencionados, sumados a la caracterización mineralógica de cada ocurrencia, es posible agrupar los distintos depósitos minerales en los siguientes tipos de yacimientos: epitermales en ambiente volcánico, en ambiente sedimentario, pórfidos y pórfido-epitermal.

7.1 PROVINCIAS METALOGENÉTICAS

Las Provincias Metalogenéticas son áreas caracterizadas por la agrupación de dos o más yacimientos minerales que guardan relación de génesis, mineralogía, etc., entre sí, formados por uno o varios episodios de mineralización.

En anexo se presentan las principales características de los yacimientos minerales distinguidos en el área de estudio.

En base a las características similares que presentan los depósitos minerales en el área de estudio, estos pueden ser agrupados en los siguientes tipos de yacimientos:

7.1.1 YACIMIENTOS EPITERMALES EN AMBIENTE VOLCÁNICO

Estos tipos de yacimientos son producto de la actividad hidrotermal. La depositación original tiene lugar a pocos kilómetros de profundidad, a bajas temperaturas comprendidas entre 50° y 300° C. Se localizan en inmediaciones de los centros volcánicos: sea en las partes centrales o laterales, cuellos volcánicos, en los bordes de una caldera volcánica y/o en los flancos de los domos volcánicos.

Entre los depósitos más representativos que conforman esta provincia metalogenética tenemos:

- Quiruvilca, yacimiento explotado desde época colonial y caracterizado por la extracción de plata, se aloja en la parte central del volcán Quiruvilca. Está constituido por numerosas vetas de dirección N 60° - 70°, que tienen de 0.3 a 2.5 m de espesor y contienen principalmente Zn-Pb-Cu-Ag, con algunos valores de Au (Bartos, 1987).
- Machacala, localizado al noroeste de Carabamba. Está constituido de un stockwork mineralizado que contiene Ag, Au, Cu y trazas de metales base. Las venillas son subverticales y miden entre 1 a 4.5 m de espesor.
- Salpo-Milluachaqui, localizado en el sector NO del centro volcánico Salpo, de probable edad Oligocena. Las estructuras mineralizadas corresponden a vetas con contenido de Au (ley promedio de 4 - 6 gr/Tm) y plata (ley promedio de 15 - 20 onzas/Tm).
- San Pedro, este yacimiento se hospeda en lavas que conforman el sector Oeste del centro volcánico San Pedro. La mineralización se presenta en forma de venillas de cuarzo bandeado que tienen entre 3 cm a 5 m de espesor, con una dirección principal N 160°. Se distinguen zonas de alteración argílica.
- Tres Cruces, se ubica al Sur del centro volcánico Quiruvilca, y probablemente relacionado con la formación de una fuente geotermal, ahora extinta, atravesada por vetas de cuarzo con contenido de Au y sulfuros diseminados.

- Urumalqui, se encuentra hacia el Este del complejo volcánico Paccha-Uromalqui, consiste en vetas de cuarzo, baritina, y óxidos con contenido de oro, emplazadas en lavas de edad Miocena.

Además se han identificado otros yacimientos como Huacamarcanga y Las Princesas, los cuales están caracterizadas por presentar vetas de cuarzo con halos de argilización.

La caracterización de estos depósitos y los tipos de minerales que presentan nos sugieren que los yacimientos epitermales son del tipo baja sulfuración.

Del mismo modo, se han reconocido varias zonas de alteración hidrotermal con alteración propilítica, argílica, argílica avanzada y filica, como por ejemplo en Andaraca, Aventura, Cerro Blanco, Cushcanday, Cushuro, Chocday, Chual, Chugures, Huacha Grande, Huasmirque, La Bandera, La Capilla, La Noemia, Los Goitos, Llauchán, Macón, Monchacap, Mollepampa, Mulaya, Mulmalca-Mungurial, Paja Blanca, Peña Blanca, Pichuanrumi, Pucapunta, Ruecas, Saquipampa, Saucara, San Felipe, Sogochan, Sulcha, Suruvara, Tomancapampa, Tierra Amarilla, Toritos, Tres Cerros, Tres Rios, entre otras.

7.1.2 YACIMIENTOS EPITERMALES EN AMBIENTE SEDIMENTARIO

Las condiciones favorables para la generación de este tipo de yacimientos epitermales son el factor estructural, mineralógico y litológico. Entre los factores estructurales, los pliegues (generalmente anticlinales) en capas sedimentarias, conformadas por areniscas cuarzosas, además del alto grado de fracturamiento de la roca ha permitido el entrapamiento de los fluidos hidrotermales, con la consiguiente precipitación de la mineralización, tanto en forma diseminada y en forma de pequeñas venillas alojadas en las fracturas.

Los yacimientos más representativos de este tipo de mineralización son:

Lagunas Norte (Alto Chicama) con 9.1 Moz Au de reserva, Santa Rosa (con leyes promedio en Au de 1 gr/Tm); La Virgen (reservas probadas y probables en Au estimadas en 16 MTm, con una ley promedio de 0,7 grAu/Tm), Callullín, Igor, Shahuindo y Cabana.

7.1.3 YACIMIENTOS TIPO PÓRFIDO

Estos tipos de yacimientos se localizan hacia el Este del área volcánica, conformando aparentemente dos franjas, las cuales sin embargo tienen edades relativamente similares que oscilan entre los 16 a 18 Ma. Siendo principalmente el ensamble mineralógico cobre-molibdeno con enriquecimiento de oro o plata. La principal roca encajonante de estos yacimientos la constituyen secuencias sedimentarias del Mesozoico.

Los principales yacimientos de este tipo de mineralización son: Pashpap, Pachagón, San José, Los Latinos y El Toro.

7.1.4 YACIMIENTOS TIPO PÓRFIDO – EPITERMAL

Se ha optado por diferenciar a este tipo de yacimientos debido a que posiblemente presentaron varios eventos hidrotermales, ligados probablemente a reactivación de estructuras magmáticas, posibilitando la coexistencia de fases epitermales de bajas temperaturas (200 - 300 °C), con fases de pórfidos de altas temperaturas (> 400 °C), de modo tal que su mineralización principalmente es oro y cobre-oro.

Los yacimientos que presentan esta característica son: Alto Dorado, con sus zonas epitermales Ana y Toril, y el pórfido Olla; La Arena, Magistral y Sayapullo.

7.2 FRANJAS METALOGÉNÉTICAS

Para el establecimiento de las franjas metalogénéticas se ha tomado en cuenta los factores litológico, estructural y la asociación de los eventos magmáticos sucedidos a partir del Eoceno al Mioceno, los cuales han condicionado el emplazamiento diversos tipos de yacimientos descritos anteriormente, y que son detallados en anexo.

En el presente estudio se presenta un mapa metalogénético del área de estudio, que fue elaborado tomando en cuenta los factores litológico, estructural y tipos de yacimientos que existen en la zona (Fig. 7.1). El mapa metalogénético destaca las características relevantes de la mineralización, con una simbología apropiada para indicar la forma, y tipo de mineralización, cuyo propósito es de proveer un aporte base para las exploraciones mineras regionales. De esta manera se han establecido tres franjas metalogénéticas: Epitermal Volcánica Aurífera, Epitermal Sedimentaria Aurífera y Pórfido Cuprífera con enriquecimiento de Au y/o Ag.

La litología en el área de estudio es variada. Los depósitos volcánicos que consisten en depósitos de flujos piroclásticos (son los que predominan), lavas y domos lávicos, son muy buenos hospedantes de minerales diseminados, debido a su porosidad y permeabilidad. En estos depósitos se alojan los yacimientos epitermales de alta y baja sulfuración.

Las capas de areniscas cuarzosas de la Formación Chimú, constituyen otro buen huésped de minerales auríferos diseminados, debido al alto grado de fracturamiento que presentan, siendo el principal receptor de fluidos mineralizantes, alojando así yacimientos epitermales sedimentarios.

Del mismo modo, el emplazamiento de los diferentes cuerpos subvolcánicos y domos lávicos de composiciones intermedias a ácidas ha permitido el ascenso de los diferentes fluidos mineralizantes, depositándose tanto en las rocas que intruyen como en ellos mismos, generando halos de mineralización epitermal y tipo pórfido.

El factor estructural también condicionó el emplazamiento de depósitos minerales en rocas del volcanismo cenozoico. Las principales estructuras reconocidas corresponden a sistemas de fallas de direcciones NO-SE, NE-SO y E-O, que son el resultado de la compresión desarrollada en el Eoceno debido a la subducción de la Placa de Nasca (antes Farallón) debajo del continente sudamericano. Este sistema de fallas, posibilitó el emplazamiento de cámaras magmáticas, y la posterior generación de estructuras volcánicas entre el Eoceno al Mioceno, para finalmente permitir el ascenso de fluidos mineralizantes que formando vetas.

Otro importante factor estructural corresponde a los plegamientos desarrollados por efectos compresivos sucedidos antes y durante el Paleoceno, especialmente aquellos que afectaron las capas silicoclásticas de la Formación Chimú. Al parecer, los anticlinales cerrados y fracturados que se originaron en esta formación, posibilitaron el entrapamiento de fluidos mineralizantes.

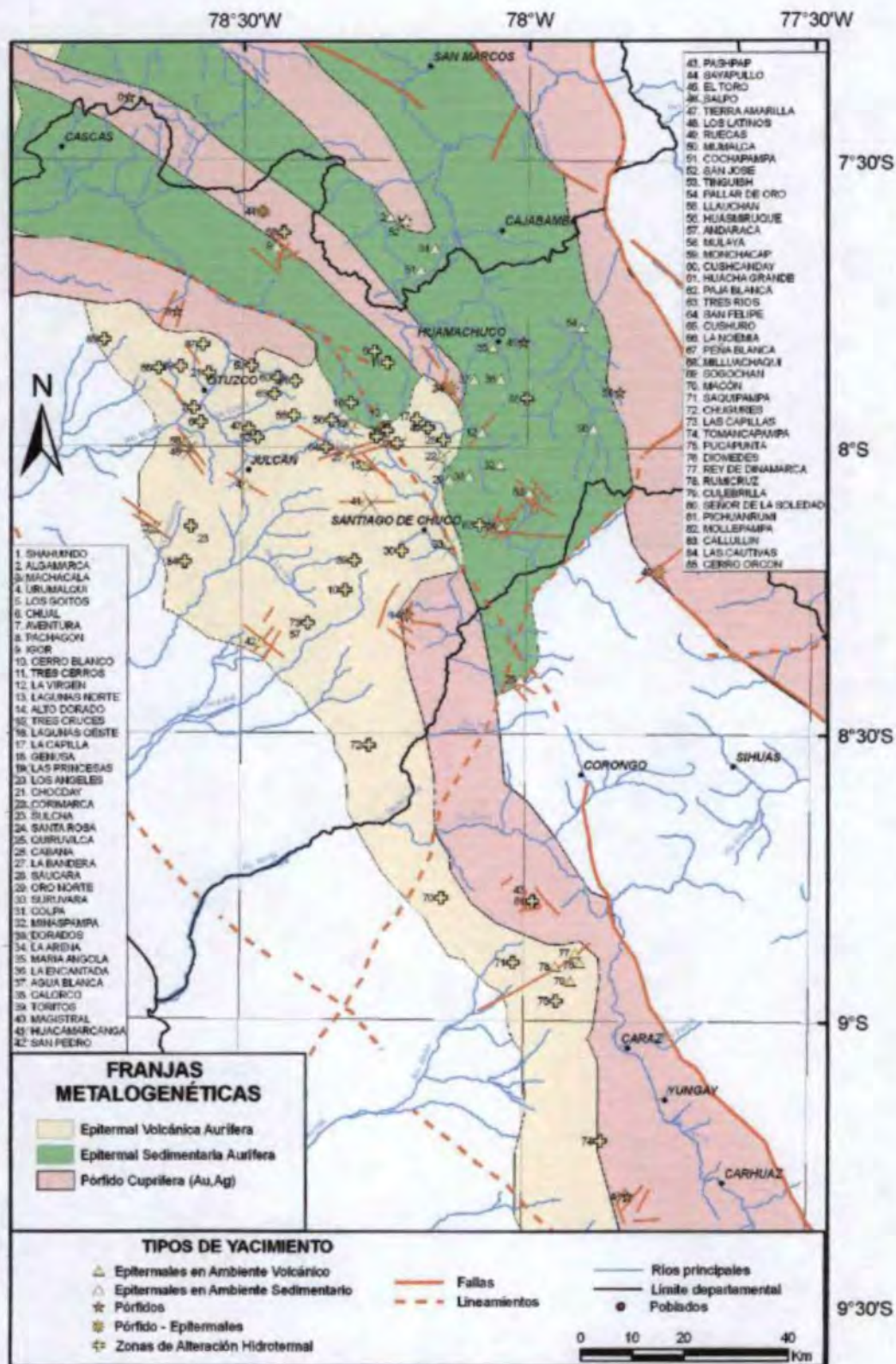


Figura 7.1. Mapa Metalogénico del área de estudios

7.3 ÉPOCAS METALOGÉNÉTICAS

Las épocas metalogénéticas representan periodos de tiempo geológico durante las cuales se dieron condiciones favorables para la depositación de fluidos hidrotermales y/o depósitos minerales. Están representadas por una agrupación particular de

depósitos minerales, los cuales en una misma área pueden corresponder a varios pulsos mineralizantes.

Según las edades de mineralización reportadas en la zona de estudio comprendidas desde 18.8 Ma hasta 14 Ma, se establece una gran franja mineralizante ocurrida en el Mioceno (Noble & McKee, 1999; Noble et al., 2004), la cual puede dividirse a su vez en cuatro subfranjas (Fig. 7.2).

7.3.1 SUBFRANJA EL TORO – MICHICUILLAY

Esta subfranja se localiza en la zona Este del área de estudios, cuyas edades de mineralización oscilan entre 18.1 y 20 Ma, reportados en Michiquillay (Noble et al., 2004). Comprende principalmente depósitos tipo pórfido de cobre y cobre-oro de El Toro, Michiquillay, Galeno y se prolonga al Norte peruano (Cajamarca), incluyendo muy probablemente los yacimientos de Minas Conga y La Carpa.

7.3.2 SUBFRANJA MAGISTRAL – ALGAMARCA

Se ubica hacia el Oeste de la subfranja El Toro – Michiquillay. Enmarca la mineralización ocurrida entre ~17 y 15.3 Ma, la cual corresponde a los yacimientos de Algamarca, La Virgen y Magistral, que comprenden depósitos tipo pórfidos de cobre como epitermales auríferos de alta sulfuración alojados en rocas sedimentarias y volcánicas.

7.3.3 SUBFRANJA QUIRUVILCA – PIERINA

Está ubicada hacia el Oeste de la zona de estudio (Fig. 7.2). Corresponde a la mineralización principalmente epitermal aurífera, tanto de alta y baja sulfuración, alojada en rocas volcánicas, reconocida en Pierina y Quiruvilca, además se tiene el depósito tipo pórfido de cobre de Pashpap y Sayapullo. Las edades de mineralización de estos yacimientos están comprendidas entre aproximadamente 14 y 15 Ma.

7.3.4 SUBFRANJA PACHAGÓN – CASCABAMBA

Se ubica hacia el Oeste de la subfranja Quiruvilca – Pierina, está conformada por un depósito tipo pórfido de cobre-plata como es el de Pachagon. La edad reportada es de 18.8 Ma.

7.4 RELACIÓN MAGMATISMO CENOZOICO, FASES TECTÓNICAS Y MINERALIZACIÓN

Considerando que el emplazamiento de cuerpos intrusivos en los departamentos de La Libertad y sector norte del departamento de Ancash (a partir de los 9° de latitud Sur), dentro de la Cordillera Occidental se ha producido durante 45 - 25 Ma, 23 - 18 Ma, los cuales coinciden con los eventos tectónicos Inca II (45 a 42 Ma), Inca III (30 a 27 Ma), Inca IV (25 a 24) y Quechua I (17 Ma) descritos por Benavides (1999), además, de las etapas del volcanismo cenozoico (Rivera et al., 2005) comprendidos a partir del Eoceno (> 35 Ma) al Mioceno inferior (18 - 16 Ma), del mismo modo las diferentes épocas de mineralización presentes solo en el Mioceno inferior (Fig. 7.3), se determina que en la zona de estudios durante el Mioceno inferior a medio es el principal período para la prospección de nuevos yacimientos epitermales auríferos y del tipo pórfido de cobre y cobre-oro, alojados en rocas volcánicas y sedimentarias.

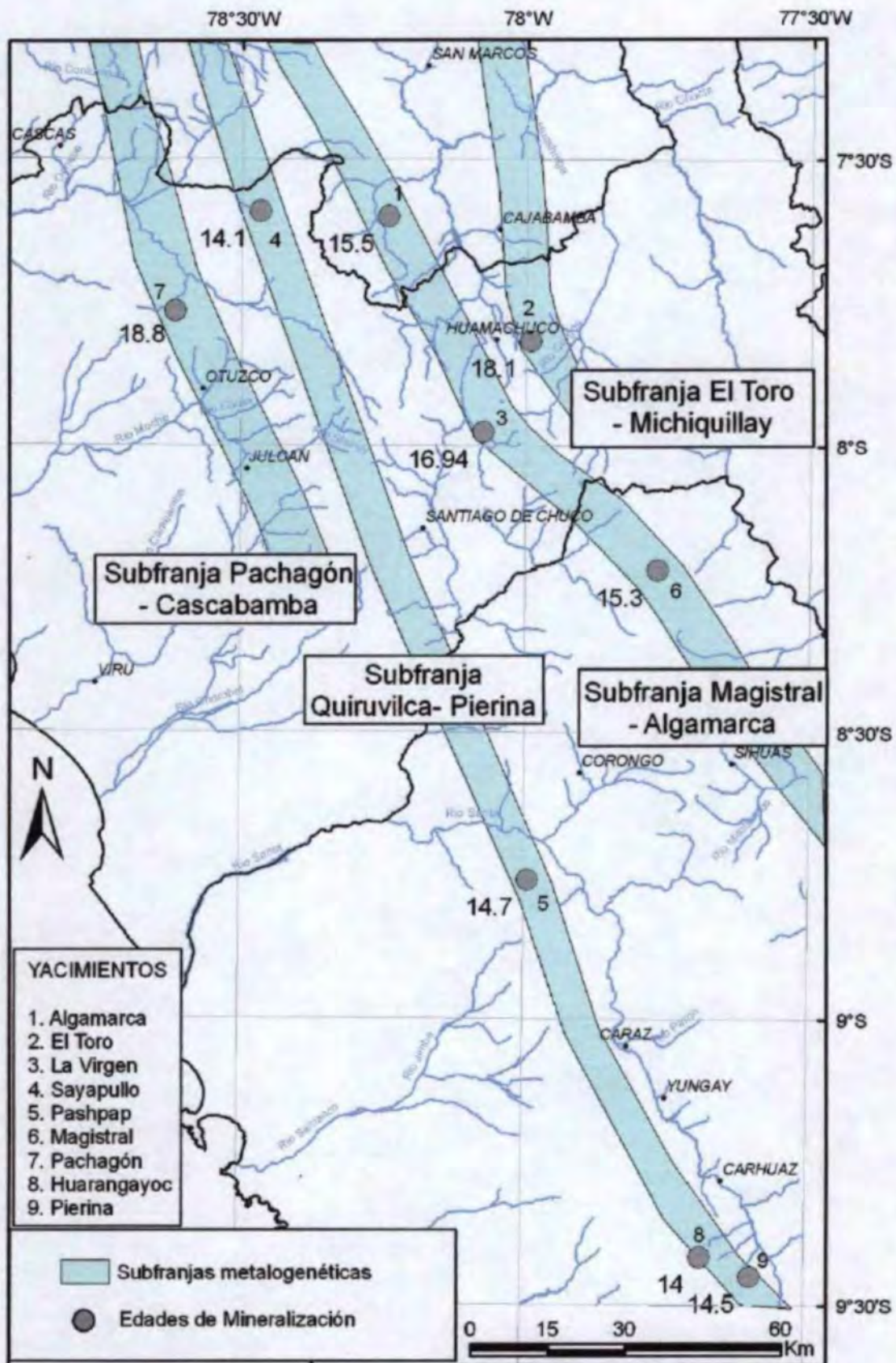


Figura 7.2. Mapa de Épocas Metalogénicas del área de estudio (modificado de Noble et al., 2004)

El magmatismo del cenozoico (Eoceno - Oligoceno), ha generado el emplazamiento de numerosos centros volcánicos, cuerpos subvolcánicos, domos lávicos, sin embargo la actividad hidrotermal asociada fue muy débil, debido probablemente a procesos de fuerte erosión.

Finalmente se han identificado cuatro subfranja de mineralización, localizados entre 70 y 140 km de distancia desde la línea de costa, evidenciando una ligera migración de Este a Oeste de la mineralización, a excepción de la subfranja Pachagón – Cascabamba, la cual es contemporánea con la subfranja El Toro – Michiquillay.

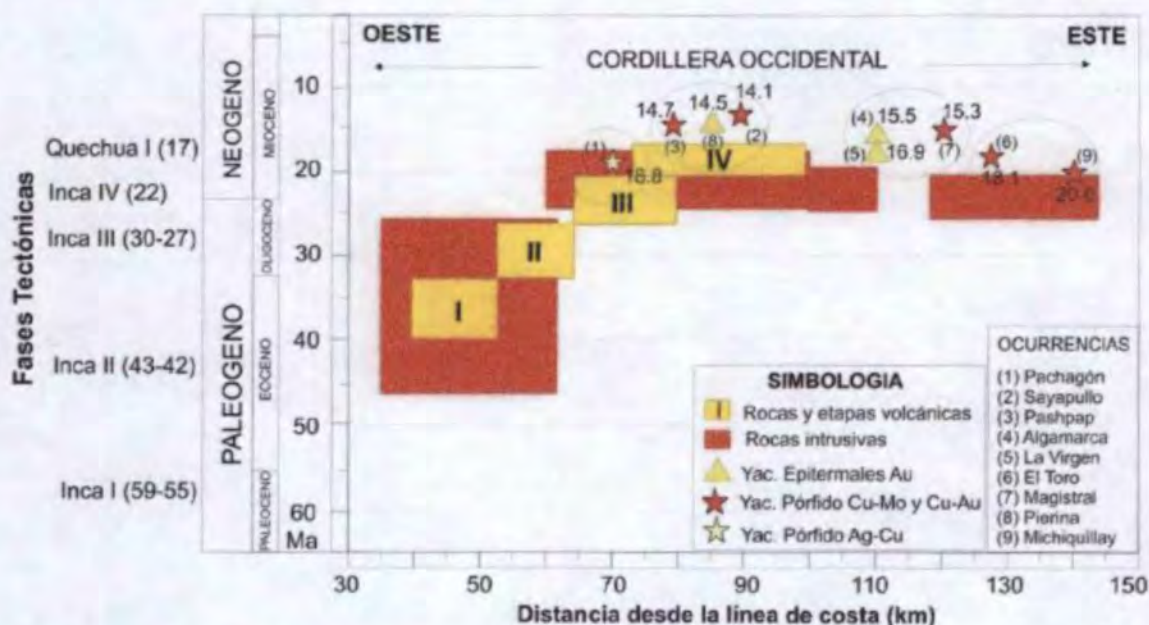


Figura 7.3. Relación espacio - tiempo de la mineralización y el magmatismo en el área de estudios

CONCLUSIONES

1. El estudio estratigráfico y dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de productos volcánicos que afloran en los departamentos de La Libertad y Ancash ($7^{\circ} 45' - 8^{\circ} 25' \text{ S}$; $78^{\circ} 00' - 78^{\circ} 40' \text{ O}$), muestran a grandes rasgos la presencia de cuatro etapas de volcanismo sucedidos entre el Eoceno y Mioceno, las cuales se hallan separadas por ligeras discordancias ligadas probablemente a periodos de deformación. Durante estas etapas se han producido episodios efusivos y explosivos que han contribuido con la formación de dos calderas: Carabamba y Calamarca, y la construcción de al menos trece volcanes de naturaleza calcoalcalina. Nosotros hemos reconocido de sur a norte los siguientes centros volcánicos: Ultu Cruz Ticas, Macón, Matala, San Pedro, Alto Dorado, Quiruvilca, Cururupa, Totorá, Paccha-Uromalqui, Payhual-Caupar, Quesquenda, Urpillao-Rushos y Piedra Grande.
2. Depósitos del Eoceno corresponden a secuencias volcano-sedimentarias: flujos piroclásticos, lavas, niveles de limolitas, limoarcilitas; que en su conjunto están plegados o deformados debido a la actividad tectónica, entre la que destaca la secuencia Tablachaca (cuadrángulo de Santiago de Chuco).
3. En una segunda etapa ocurrida en el Oligoceno inferior se emplazaron las secuencias: Huaripampa (cuadrángulo de Corongo); Pucacoto y Jatuncunca (cuadrángulo de Carhuaz); Bellavista (cuadrángulo de Otuzco), San José (cuadrángulo de Salaverry); Huaraday, Pachachaca, Monyugo y Pajillas (cuadrángulo de Santiago de Chuco), Sogopegan (cuadrángulo de Carhuaz), la caldera Carabamba (cuadrángulo de Salaverry); los volcanes Matala y Ultu Cruz-Ticas (cuadrángulo de Santa Rosa); Salpo, Paccha-Uromalqui y San Pedro (cuadrángulo de Salaverry).
4. En una tercera etapa, durante el Oligoceno superior – Mioceno inferior se emplazaron las secuencias Angasmarca y Santa Rosa (cuadrángulo de Salaverry); los volcanes Macón (cuadrángulo de Santa Rosa); Piedra Grande y Payhual-Caupar (cuadrángulo de Cajabamba), Cururupa (cuadrángulo de Santiago de Chuco), Urpillao-Rushos (cuadrángulo de Otuzco) y la caldera Calamarca (secuencias Toritos, Calamarca I y Calamarca II) en el cuadrángulo de Santiago de Chuco.
5. En la cuarta etapa, la más joven, ocurrió durante el Mioceno, en esta etapa se emplazaron los volcanes Alto Dorado, Quiruvilca y Totorá (cuadrángulo de Santiago de Chuco); Quesquenda (cuadrángulo de Cajabamba) y Uromalqui (cuadrángulo de Salaverry); y la secuencia Paruque Alto.
6. Los volcanes han mostrado diversos tipos de dinamismos eruptivos, y sus productos muestran características petrológicas variadas. La mayoría de los

volcanes presentaron actividad efusiva durante sus fases iniciales y actividad netamente extrusiva y explosiva en los últimos estadios de su evolución. En la mayoría de los casos, la actividad extrusiva estuvo marcada por el crecimiento y destrucción de domos de lava que originaron depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas.

7. Secuencias de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, flujos piroclásticos de cenizas estuvieron ligados a erupciones explosivas (ignimbriticas, plinianas, subplinianas, etc.), similar al volcanismo reciente sucedido en el sur peruano, esto sumado a la cristalización fraccionada que sufrieron las magmas del volcanismo cenozoico, sugieren la presencia de cámaras magmáticas superficiales donde evolucionaron los magmas (a más ácidos), de donde posteriormente fueron emitidos.
8. En general los productos lávicos y piroclásticos emitidos varían en composición desde andesitas basálticas a riolitas, predominando las andesitas. La mineralogía observada es caracterizada por la presencia de fenocristales de feldespatos plagioclasas, piroxenos (clino y ortopiroxeno), anfíbol, óxidos de Fe-Ti, ± biotita, ± cuarzo y ± feldespato alcalino. A grandes rasgos la composición mineralógica observada no ha variado entre los diferentes centros volcánicos, ni en el transcurso del tiempo.
9. El estudio geoquímico de los elementos mayores muestra el carácter calco-alcalino medianamente potásica, de la serie. Por su parte el estudio de los elementos trazas (incluido las Tierras Raras) muestra que los magmas emitidos provienen de la fusión parcial de la cuña del manto ligados al proceso de subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana que al menos durante el Eoceno – Mioceno en este sector tenía ~30° de inclinación y generaba la fusión parcial de la cuña del manto. Los productos presentan similares características geoquímicas con las rocas del Batolito de la Costa y con rocas volcánicas plio-Cuaternarias de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) provenientes de la fusión del manto. Estas últimas rocas muestran espectros casi similares a las rocas del volcanismo cenozoico, con anomalías negativas en Nb y Ti. Sin embargo las rocas de la ZVC muestran un empobrecimiento en Tierras Raras Pesadas (HREE), mientras que las rocas del volcanismo cenozoico están enriquecidas, sugiriendo que hay poco granate o anfíbol en la fuente que retienen las HREE.
10. La evolución de los magmas del volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) no puede explicarse por simples procesos de cristalización fraccionada en sistemas cerrados, a partir de un líquido basáltico. Otros procesos tales como mezcla magmática y contaminación por la corteza continental durante su emplazamiento son igualmente sugeridos. El rol de la cristalización fraccionada es sin embargo fundamental que explicaría una evolución progresiva de las composiciones de

los minerales desde las andesitas basálticas hasta riolitas, a partir de magmas derivados de una misma fuente.

11. Los procesos de mezcla de magma son sugeridos por la existencia de fases mineralógicas en desequilibrio: presencia de zonaciones en las plagioclasas, presencia de xenocristales, y desestabilización de ciertos minerales (anfíbol), ligados probablemente a realimentaciones sucesivas de magmas básicos y calientes en cámaras magmáticas superficiales. Por otro lado, los procesos de contaminación son sugeridos por los altos valores de isotópos de Sr ($87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70419-0.70493$), y bajos valores isotópicos de Nd ($143\text{Nd}/144\text{Nd} = 0.512666 - 0.517746$), lo que refleja procesos de contaminación de magmas sufridos durante su ascenso hacia la superficie y/o almacenamiento.
12. El emplazamiento de los productos del volcanismo cenozoico fue condicionado por el acortamiento y levantamiento que sufrió la Cordillera de los Andes durante el Eoceno - Mioceno, la cual contribuyó en la generación de fracturas y fallas por donde ascendieron los magmas. En este periodo la Placa de Nazca (antes Farallón) que subducía al continente Sudamericano en este sector tenía probablemente $\sim 30^\circ$ de inclinación y la subducción producía la fusión parcial de la cuña del manto generando magmas calco-alcalinos.
13. En cuanto a los depósitos minerales, en el área se distinguen yacimientos metálicos reconocidos y zonas de alteración. Entre los yacimientos metálicos reconocidos, la mayoría fueron trabajados o continúan en etapa de explotación (ej. Quiruvilca, Salpo, etc). Estos fueron generados entre 15 - 20 Ma. y probablemente se formaron simultáneamente y/o en los últimos estadios de la evolución de los volcanes. En cuanto a las zonas de alteración, estas son principalmente del tipo silico-argílica con óxidos de Fe, como Alto Dorado, San Pedro, Quesquenda, Andaraca, Urumalqui, entre otros. La mayoría de las zonas de alteración no desarrollaron importante actividad hidrotermal con posterior ascenso de gases y/o fluidos mineralizantes. Si fue el caso, estos fueron erosionados.
14. En cuanto a la mineralización, el factor estructural también condicionó el emplazamiento de los depósitos minerales. Las principales estructuras reconocidas corresponden a sistemas de fallas de direcciones andinas (NO-SE), ligadas al proceso de subducción. Este sistema de fallas, también permitió el emplazamiento de cámaras magmáticas y la generación de estructuras volcánicas entre el Eoceno al Mioceno. Otro importante sistema estructural corresponde al plegamiento desarrollado por efectos compresivos en las capas silto-clásticas de la Formación Chimú. Al parecer, los anticlinales cerrados y fracturados que se originaron en esta formación, sirvieron como un sello que posibilitaron el entrapamiento de fluidos mineralizantes.

15. Por lo tanto, luego de haber realizado la caracterización de las ocurrencias minerales que afloran en el área de estudios y tomando en cuenta los factores antes mencionados, los yacimientos pueden ser agrupados en los siguientes tipos: epitermales en ambiente volcánico, epitermales en ambiente sedimentario, pórfido, y pórfido-epitermal.
16. Según las edades de mineralización reportadas en la zona de estudio, se puede argumentar que entre 18.8 hasta 14 Ma (Mioceno), se ha establecido una franja mineralizada en el área. Dado la variedad de yacimientos, esta franja puede subdividirse en cuatro sub-franjas: Sub franja El Toro – Michiquillay, formado entre los 18.1 a 20 Ma en la margen Este de la faja mineralizante principal; Sub franja Magistral – Algamarca cuya mineralización ocurrió aproximadamente entre 17 y 15.3 Ma; Sub franja Quiruvilca – Pierina, cuya edad de mineralización ocurrió entre 14 - 15 Ma; y Sub franja Pachagon – Cascabamba cuya edad de mineralización ocurrió hace 18 Ma.
17. El magmatismo generador de los volcanismo cenozoico (Grupo Calipuy) se produjo al menos en cuatro etapas: Eocena (~45 - 40 Ma), Oligocena Inferior (~34 - 27 Ma), Oligocena superior - Miocena Temprana (~26 - 23 Ma) y Miocena Inferior (20 - 16 Ma). Precisamente esta última etapa, es la que tiene relación directa con la mineralización reconocida tanto en el volcanismo cenozoico como en las rocas del substrato.
18. Es durante el Mioceno que se generan los principales yacimientos en el Norte del Perú. Tales depósitos fueron agrupados, según sus características geológicas y minearológicas, en franjas (sub franja El Toro – Michiquillay; sub franja Magistral – Algamarca; sub franja Quiruvilca – Pierina; y sub franja Pachagon – Cascabamba) y épocas metalogenéticas. Se han identificado cuatro sub franjas localizadas entre 70 y 140 km de distancia desde la línea de costa.

BIBLIOGRAFIA

Allen J., Boettcher (1978). Amphiboles in andesite and basalt II. Stability as a function of P-T-fH₂O-fO₂. *Am Mineral*, 63; 1074-1087

Arth, J., (1976). Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 94;41-47.

Atherton, M.P. & Petford, N., (1993). Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362; 144-146.

Atherton, M.P. & Sanderson, L.M. (1985). The chemical variation and evolution of the superunits of the segmented Coastal Batholith. En Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds). *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, P. 208-227.

Atherton, M., Sanderson, L., Warden, V., McCourt, W. (1985). The volcanic cover: Chemical composición and the origin of the magmas of the Calipuy Group. En Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds). *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow, 273 - 284

Atherton, M.P., Warden, V. & Sanderson, L.M. (1985). The Mesozoic marginal basin of Central Peru: a geochemical study of within-plate-edge volcanism. En Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds). *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, P. 47-58.

Barazangi M., Isacks B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, 4, pp. 686-692.

→ BARRICK GOLD CORPORATION. (2005). Global Operations, South America, Lagunas Norte. <http://www.barrick.com/index.aspx?usesid=1&sid=57>

Bartos, P.J. (1987). Quiruvilca, Peru: Mineral zoning and timing of wallrock alteration relative to Cu-Pb-Zn-Ag veinfill deposition. *Economic Geology*, v. 82, p.1434-1452.

Bartos, P.J. (1990). Metal ratios of the Quiruvilca mining district, northern Peru. *Economic Geology*, v. 85, p. 1629-1644.

Beck, S.; Zandt, G.; Myers, S.; Wallace, T.; Silver, R.; Drake, L. 1996. Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, Vol. 24, p.407-410.

Beckinsale, R.D. Sánchez-Fernandez, A.W., Brook, M. Cobbing, E.J., Taylor, W.P. & Moore, N.D. (1985). Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determination for the Coastal batholith of Peru. En Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds). *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, P. 208-227.

Bellido E., Simons F. (1957). Memoria explicativa del Mapa Geológico del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, Tomo 31, Lima-Perú, 100 p.

Benavides V. (1956). Cretaceous system in Northern Peru. *Bulletin of the American Museum of Natural History*. Vol 108, article 4. New York.

Benavides V. (1956). Geología de la Región de Cajamarca. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, Tomo 30, Lima-Perú, p 49-79.

Benavides (1999) Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean cycle. In: Skinner B.L. (ed) Geology and mineral deposits of the central Andes. Society of Economic Geologists special Publication N° 7; 61-107.

Best M.G. (1975). Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variations in calco-alkaline rocks, Geology, 3;429-431.

Brown, G.M., (1967). Mineralogy of basaltic rocks. In : Hess H.H. and Poldervaard A. (eds.), basalts 1, New York : Interscience : 103-162.

Bussell, M. A. (1975). The structural evolution of the Coastal Batholith in the Provinces of Ancash and Lima, central Perú. Ph.D. thesis Univ. Liverpool.

CANDENTE RESOURCES CORPORATION (2005). Projects. Peru. Alto Dorado. http://www.candente.com/s/PeruProjects_Alto-Dorado.asp.

Candiotti, H., Guerrero, T. (1997). Descubrimiento y geología del yacimiento de oro diseminado Sipán-Cajamarca. IX Congreso Peruano de Geología. Volumen de Resúmenes Extendidos, p 9-13.

Cinits, R. (2003). Technical Report on the Pashpap Property Ancash Department, Peru. 194 p. *para que compañía*

Cossio N.A., (1964). Geología de los Cuadrángulos de Santiago de Chuco y Santa Rosa (Hojas 17-g y 18-g). INGEMMET, Boletín N° 8, Serie A, 69 p.

Cobbing, E. (2000). The Coastal Batholith and other aspects of Andean magmatism in Peru. Boletín Sociedad Geológica del Perú, 88, 5 - 20

Cobbing, E., McCourt, W., Baldock, J.W., Snelling, N.J., Wilson, J., Pitcher, W., Taylor, W. (1981). Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú. INGEMMET. Boletín. Serie D: Estudios Especiales N°. 10 252 p.

Cobbing E. J., Pitcher W.S., Wilson J.J., Baldock J.W., Taylor W.P., Mccourt W.J., Snelling N.J., (1981). The geology of the western cordillera of northern Peru. Overseas Memoir of the Institute of Geological Science, London, N° 5, 143 p.

Cobbing E.J., Pitcher W.S., Wilson J.J., Baldock J.W., Taylor W.P., Mccourt W.J., Snelling N.J., (1981). Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú: Boletín Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima., v. 10D, 252 p

Cobbing J., Sánchez A., Martínez W., Zarate H., (1996). Geología de los Cuadrángulos de Huaraz, Recuay, La Union, Chiquián, Yanahuanca. INGEMMET, Boletín N° 76, serie A, 281 p.

M
Compañía minera San Simón S. A. (2005). Bienvenidos. <http://www.minerasansimon.net/index2.php?secc=home>

Cruzado Castañeda José (1959). Geología del área comprendida entre los ríos Santa y Cabana. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. Tomo 34, p 5-24

Davidson J.P., McMillon N.J., Moorbath S., Wörner G., Harmon R.S., Lopez Escobar L. (1990). The nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile)II. Evidence for

widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105; 412-432.

Deer, W. Howie, R. Zussman J. (1978). *Rocks forming minerals*. Longman Group Limited, London.

Defant M.J. & Drummond M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.

Dill, H., Bosse, R., Henning, H., Fricke, A., Ahrendt, H. (1997). Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of Northwestern Peru. *Mineralium Deposita*, 32 (2), 149 – 163

Dostal J., Dupuy C. & Lefevre C. (1977). Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru; *Lithos* 10;173-183

Ewart A. (1976). Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas, some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31;417-432.

Farrar, E., Noble, D.C. (1976) Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87; 1247-1250.

Feeley T.C., Davidson J. P., (1994). Petrology of the calc-alkaline lavas at Volcán Ollagüe and the origin of compositional diversity at Central Andean stratovolcanoes: an exemple from volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *J. Petrol.*, v. 35, p. 1295-1340.

Feeley T.C., Hacker M.D. (1995). Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas : an exemple from volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Geology*, 103; 213-225.

Foster, J.R. (1998). Report on Exploration of the Virgen Project. August 1996-September 1998. For Gitennes Exploration Inc.

Frutos J. (1981). Andean tectonics as a consequence of seafloor spreading. *Tectonophysics*, V. 72. p. 21-32.

Gauthier, A., Diaz, N., Quirita, V. (1999). Yacimiento La Arena - Virgen, Huamachuco, La Libertad - Perú. I Pro Explo, *Conferences*, 73 - 92

Gill J.B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin. pp. 390.

Grenn T.H. (1972). Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34;150-166.

Guadalupe, E., Gamarra, B., Chapoñan, J. (1991). Mineralización del yacimiento aurífero de Igor. VII Congreso Peruano de Geología, Lima, 117 – 121

Guadalupe, E. (1997). El Oro en óxidos - Mina Igor. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Perú, 124 p.

Hanson, G., (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planet. Sci.*, 8:371-406.

Helz R.T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O}=5Kb$ as a function of oxygen fugacity, *J. Petrol.*, 14(2) p.249-302.

Heyl, A., Livingston, W. 1998. The Tres Cruces Low Sulfidation disseminated gold deposit, La Libertad, Peru. III Simposium Internacional del Oro, Lima, 128 - 135

Hollister, V., Entwistle, L. (1977). The Milluachaqui epithermal silver district of Northern Peru. *Mineralium Deposita*, 12, 235 - 238

Hollister, V., Sirvas, E. (1978). The Calipuy Formation of northern Peru and its relation to volcanism in the northern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 89 - 98.

Holloway J.R. & Burnham C.W. (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, 13;1-29.

INGEMMET (2001). Proyectos de Inversión Minera y Prospectos en Estudio. Boletín Especial, 147 p.

Jacay H. J. (1992). Estratigrafía y sedimentología del Jurásico, curso medio del valle de Chicama y esbozo paleogeográfico del Jurásico-Cretáceo del nor Perú (6°30' - 8° latitud sur). Universidad Nacional Mayor De San Marcos. Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica. 166 p.

Jacay J., Guadalupe E., Sanchez J. (2005) Estlo Estructural de los Yacimientos Minerales en La franja Huamachuco - Cajabamba: Andes Norperuanos Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Jaen H & Vargas L. (1967). Geología de los Cuadrángulos de Salaverry, Otuzco. INGEMMET, Boletín N° 8, serie A, 69 p.

Jaillard, E (1992). La fase peruana (Cretáceo superior) en la margen peruana. *Sociedad Geologica del Perú. Boletín*, vol 83, pp 81-87, diciembre 1992.

James E.D. (1971). Plate tectonic Model for the Evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* v.82,p.3325-3346.

James E.D. (1982). A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations. *Earth and Planet. Sci. Lett.*,57;47-62.

Kay S., Mpodozis C., Ramos V., Munizaga (1991). Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 30°), in Harmon, R.S. and Rapela, C.W., eds., *Andean magmatism and its tectonic setting: Bourder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 265*, p. 113-137.

Kihien C. A. (1997). La Franja de oro-cobre del norte del Perú, IX Congreso Peruano de Geología. Volumen de Resúmenes Extendidos, p. 51-56.

Klein, T., Barreda, J., and Harvey, B. (1997). San José Sur: High sulfidation gold deposit, Yanacocha district, northern Peru: *Sociedad Geológica del Perú, Volumen de Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología*, p. 57-60.

Kuno H. (1968). Differentiation of basalt magmas. In Hess, H.H. et Poldervaart, A. (eds) The Poldervaart treatise, on Rocks of Basaltic Composition, Vol.2. Interscience Publishers, 623-688.

Landis, G., Rye, R. (1974). Geologic, Fluid Inclusion, and Stable Isotope Studies of the Pasto Bueno Tungsten-Base metal ore deposit, Northern Peru. Economic Geology, 69 (7), 1025 - 1059.

Le Maitre R.W. (ed) (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommissions on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Sci. Publ., Oxford; pp 193 .

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., et Zanettin B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. J. Petrol, Vol. 27; 745-750.

Lefèvre C. (1979). Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (sud) du Miocène à l'actuel (zonation et petrogénèse des andésites et shoshonites). Thèse de doctorat d'état de l'université dans sciences et techniques du Languedoc; 555 pp.

Lewis, R. (1956). Geología y depósitos minerales de Quiruvilca, Perú. Minería, 5(14), 27 - 39.

Livia, V., Miranda, C. (1991). Petrología del yacimiento "El Extraño" - Ancash. VII Congreso Peruano de Geología, Lima, 129 - 132

Mac Laughlin D. H. (1924). Geology and phisiography of the peruvian Cordillera. Departments of Junin and Lima. Geol. Soc. Am. Bull., 35: 591-632.

Martin H. (1999). Adakitc magmas: modern analogues of Archaean granitoids Lithos, 46;411-429.

Maury R.C, Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M.J. (1996). Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). Bull. Soc. Géol. France, t; 167, n°5; 579-595.

Mégard, F. (1978). Etue Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. J. Geol. Soc. London, 141, 893-900

Mégard F. (1987). Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica elbow (10°S), Geodynamics series vol. 18 71-95 Amer. Geophys. Union, Washington.

Myers, J. S. (1980). Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa, Hojas 21-g y 21-h. INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional vol. 33, 153 p.

Middlemost E.A. (1980). A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks Geol. Mag. 117;7-51

Miyashiro A. (1974). Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margins. Am. J. Sci., 274;321-355.

Say Juan Volcanic
field

Robert W. Lipman

1977 Megard

Montoya, D. (2000). Yacimiento aurífero Santa Rosa. I Pro Explo, Conferences, 93 – 100.

Montoya, D. E., Noble, D.C., Eyzaguirre, V.R. DesRosiers, D.F. (1995). Sandstone-hosted gold deposits: A new exploration target is recognized in Peru. *Engineering and Mining Journal*, 196(6), p. 34-41.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral*, 73;1123-1133.

Noble et al (1985). Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Perú: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 73, p. 345-349

Noble, D., McKee, E. (1999). The Miocene metallogenic belt of central and northern Peru. *Society of Economic Geologists Special Publication, Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, 7, 155 – 193.

Noble, D., Park-ii, B., Henderson, W., Vidal C. (1997). Hypogene oxidation and late deposition of precious metals in the Pierina high-sulfidation deposit and other volcanic and sedimentary rock-hosted gold systems. *IX Congreso Peruano de Geología*, Lima, 121 – 127.

Noble D., Wise J., Vidal C., Heizler M., James M. (1999). Age and deformational history of the "Calipuy Group" in the Cordillera Negra, Northern. *Bol. Soc. Geol. del Peru*, Volumen Jubilar Nº 5, 219 – 226.

Noble, D., Vidal, C., Perelló, J., Rodríguez, O. (2004). Space-time Relationships of some porphyry Cu-Au, Epithermal Au, and other magmatic-related mineral deposits in Northern Peru. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 11, 313 – 318

Núñez, F. (1995). Rasgos Estructurales relacionados con la Metalogenia del Perú. *XXVII Convención de Ingenieros de Minas*, 65 - 72

Pardo Casas, F., Molnar, P., (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and south America plates since Late Cretaceous time; *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.

Pecerrillo A., Taylor S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58;63-81.

Perelló, J., García, A., Ramos, P., Glover, K., Neyra, C., Muhr, R., Fuster, N., Caballero, A. (2001). The Magistral Porphyry-Skarn Cu-Mo Deposit, Ancash, Peru. *II Pro Explo 2001*, 3 p.

Perelló, J., Posso, H., Zárate, A., Neyra, C., Caballero, A., Stein, H. (2003). Syntectonic Ag-rich porphyry copper mineralization at Pachagón, Northern Peru. *X Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 1 - 2

Petford, N., Atherton, M. (1995). Cretaceous-Tertiary volcanism and syn-subducción crustal extensión in northern central Peru. *Volcanism Associated with Extensión at Consuming Plate Margins*, Geological Society Special Publication, 81, 233 - 248.

Petford, N., Atherton, M. (1995). Crustal segmentation and the isotopic significance of the Abancay Deflection: northern central Andes (9-20°S). *Revista Geológica de Chile* vol. 22 N 2 pp. 235-243.

Pilger R.H., (1983). Kinematics of the American subduction zone from global plate reconstruction, in Cabré, R., ed., *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean, and Scotia Arcs: Geodynamics*, V. 9, p. 113-125.

Pitcher, W. S. (1985). A múltiple and composite batholith. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds). *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, p. 93-101.

Quirita, V., Gauthier, A. (2000). Yacimientos de Oro en la Región Huamachuco, Norte del Perú. IV Simposio Internacional del Oro, Lima, 9 p.

Reyes, L. (1980). Geología de los cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba., *Boletín INGEMMET N° 31, Serie A*, 67 p.

Rivera P. M. (2000). Genèse et évolution de magma émit au cours de la histoire éruptive récent du volcan Ubinas (sud du Pérou), mémoire de DEA, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, France, 56 p.

Rivera M., Mariño J. (2004). Volcán Yucame (sur del Perú): Geología, Petrología y Evaluación Preliminar de las Amenazas Volcánicas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, volumen 98

Rivera, M., Monge, R., Navarro, P. 2005. Nuevos datos sobre el Volcanismo Cenozoico (Grupo Calipuy) en el Norte del Perú: Departamentos de La Libertad y Ancash. *Boletín Sociedad Geologica del Perú*, 99, 7 - 21

Rolim Danilo (2005). Estudo geocronológico das rochas vulcânicas do Grupo Calipuy, região noroeste do Peru. Trabalho de formatura. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, Brasil, 40 p.

Sébrier M., Soler P., (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present, *Bolt. Geological Society of America, Special Paper 265*, p. 259 - 277

Sen, C., Dunn, T., (1994). Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1,5 and 2,0 Gpa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117;394-409.

Sirvas, E., Hollister, V., (1979). La Formacion Calipuy del Norte del Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 64, 1 - 15.

Soler, P., (1987). Sur l'existence d'un épisode de métamorphisme régional d'age Miocene inférieur dans la Cordillera Occidentale des Andes du Pérou central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Tome N° 304*. 911-915.

Soler P., Bonhomme M.G. (1990). Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present, in Kay, S.M: and Rapela, C.W:, eds., *Plutonism from Antarctica to Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 241*.

Smith J.V., Brown W.L. (1988). *Feldspar minerals 1. Crystal structures, Physical, Chemical and Microtextural properties*. 2 ed. Springer-Verlag, Berlin. 828 p.

Kirk Swanson

- Stappenbeck, R., Lisson, C., Steinmann, G., Sieberg, F. (1929). Geología del Perú. Con contribuciones de R. Stappenbeck sobre yacimientos de minerales útiles; de F. Sieberg sobre los terremotos en el Perú y de C.I. Lisson en el Mapa Geológico. Carl Winters Universitätsbuchhandlung. 448 p.
- Stewart, J., Evernden, J., Snelling, N. 1974. Age determinations from Andean Peru: A reconnaissance survey. Geological Society of America Bulletin, 85, 1107 – 1116.
- Stewart D.C. (1975). Crystal clots in calc-alkaline andesites as breakdown products of high-Al Amphiboles. Contrib. Mineral. Petrol. 53; 195-204
- Sun S., McDonough W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basin, Geol. Soc. Sp. Publ., 42, 313-345.
- Suni J., (1999). Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores. Tesis Ing. Geólogo, UNSA, 169 p.
- Thompson J. B. (1947). Role of aluminium in the rock-forming silicates. Bull. Geol. Soc. Amer., 58, p.1252.
- Torres, A., Enriquez, J. (1996). Características estratigráficas, estructurales y tectónicas en relación con la mineralización de oro en el Perú. II Simposio Internacional del Oro, Lima, 118 – 123.
- Thornthwaite, C.W. (1984). An approach towards a rational classification of climate. Geogr. Rev. 38: 55-94.
- Trotterreau, G., and Ortiz, G., (1963). Geología de los cuadrángulos de Chimbote y Casma. Bol. Serv. Geol. del Perú. No publicado.
- Tumialán, P. (1982). Casos de Exploración Geológica en la Pequeña Minería. Programa Científico Cultural Jueves Mineros VII Ciclo - 7 de Octubre, 15 – 24
- Tumialán, P. (1985). Mineralización de Plata en la Cordillera Negra (Ancash). De Re Metallica, 10, 4 - 8.
- Tumialán, P. (1999). Geología económica del yacimiento de oro de Tumpa (Nueva California). Revista de Investigación Instituto de Investigación Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, UNMSM, 2 (4), 25 – 33.
- Tumialán, P. (2003). Compendio de Yacimientos Minerales del Perú. Boletín INGEMMET, 10 (Serie B), 619 p.
- Tumialán, P., Gamarra, B. (1980). Controles de mineralización del yacimiento de tungsteno de Pasto Bueno. XV Convención de Ingenieros de Minas, 10 p.
- Tumialán, P., Ríos, E., Pérez, J., Vélez, E. (1982). Mineralización del yacimiento polimetálico de Algamarca, Cajamarca. XVI Convención de Ingenieros de Minas del Perú, 9 p.
- Tumialán, P., Villafuerte, C., Valdez, R., Bernabé, H. (1991). Mineralización del yacimiento polimetálico de Sayapullo, Cajamarca. Boletín Sociedad Geológica del Perú, 82, 105 - 111

Vatin-Pérignon N., Oliver R., Goemans P., Keller F., Briquet L., Salas G., (1992). Geodynamic interpretations of plate subduction in the northernmost part of the Central Volcanic Zone from the geochemical evolution and quantification of the crustal contamination of the Navado Solimana volcano, southern Peru. *Tectonophysics*, 205; 329-355.

Vicharra, M. 2003. Rasgos geológicos regionales de Quiruvilca, Huamachuco y Angasmarca - Estudio del yacimiento epitermal de oro de baja sulfuración Callullin - La Libertad. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 96, 17 - 34

Vidal, C. (1980). Mineral deposits associated with the Peruvian Coastal Batholith and its volcanic country rocks - With special reference to the Huaura - Ica region, 11° - 14° S. Ph.D. thesis, University of Liverpool, England, 240 p.

Vidal C., Cabos, R. (1983). Zonamiento de las alteraciones y menas hidrotermales en Hualgayoc, Cajamarca. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 71, p. 117-120.

Welter, O. (1931). Apuntes sobre la geología sobre los cerros de Illescas, Piura. *Sociedad Geológica del Peru. Boletín N° 4* - p 25-27

Williams, S. (1996). Petromineragraphic Study of 8 core samples of first drilling phase. La Arena project. Private report.

Wilson, J. (1984). Geología de los cuadrángulos de Jayanca (13-d), Incahuasi (13-e), Cutervo (13-f), Chiclayo (14-d), Chongoyape (14-e), Chota (14-f), Celendín (14-g), Pacasmayo (15-d), Chepen (15-e) INGEMMET. *Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional N° 8*. 104 p.

Wilson, J. (1963). Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, vol. 47 pp 34.

Wilson M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London. pp. 466.

Wilson P. A. (1975). Potassium-argon age studies in Peru with special reference to the emplacement of the Coastal Batholith. Ph.D. thesis University of Liverpool 299 p.

Wilson, J. Reyes L., Garayar J. (1967). Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari (Hojas 17-h, 17-i, 18-i, 19-h, 19-i) INGEMMET. *Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional N°16* - 95 p.

Worner G. (1991). *Le Volcanisme Andine. La Recherche N° 228*, volume 22, Paris, p. 38-45

Yoder H.S. (1965). Diposide-anorthite-water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. *Carnegie Instit. Washigton, Yearbook*, 64; 82-89.

Yoder H.S. (1969). Calc-alkaline andesites experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics *Bull. Ore. St. Dep. Geol. Miner, Ind*, 65; 77-89.

ANEXOS

YACIMIENTOS EPITERMALES EN AMBIENTE VOLCÁNICO

OCURRENCIA : HUACAMARCANGA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM

NORTE: 9104118
ESTE : 799713

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal (Baja sulfuración)

SUSTANCIA : Au

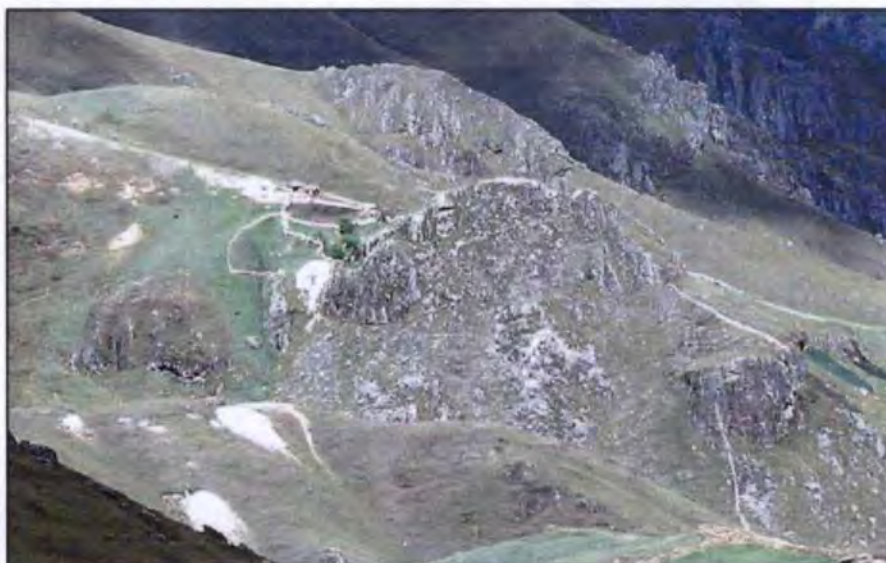
FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Vetas E-O

OBSERVACIONES : Se ubica 90 km al Este de Trujillo, donde se distinguen vetas con dirección E-O, que miden entre 30 a 60 cm de potencia y más de 300 m de longitud, alojadas en depósitos de flujos piroclásticos bastante alterados del centro volcánico Totorá II.

Presenta una zona de alteración sílica argílica con sulfuros diseminados que cubre un área de 2 x 1.5 km. El análisis PIMA de una muestra reporta sericita, sugiriendo una alteración filica. Las vetas y el tipo de alteración permiten clasificarlo como un depósito epitermal de baja sulfuración.

REFERENCIAS : Este estudio



Vetas trabajadas en el depósito de Huacamarcanga.

OCURRENCIA : LAS PRINCESAS

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9119200
ESTE : 796900

TIPO DE DEPOSITO : Epitermal (Baja sulfuración)

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 10 km al NO del pueblo de Quiruvilca, alojado en depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas generados por el crecimiento y colapso de domos volcánicos. La alteración parece corresponder a una débil argilización, debido a que se observan aún los cristales de plagioclasa pasando a caolín, además se reconocen sulfuros diseminados de Fe y Cu.

Se ha analizado una muestra mediante difracción, reportando calcita y muscovita, sugiriendo un halo de alteración propilítica.

No se tiene muchos argumentos para caracterizar este depósito, sin embargo por su cercanía con el yacimiento de Quiruvilca, puede ser un epitermal de baja sulfuración.

REFERENCIAS : Este estudio



Alteración argílica correspondiente al depósito Las Princesas.

OCURRENCIA : MACHACALA

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : JULCAN
DISTRITO : CARABAMBA

COORDENADAS UTM
NORTE : 9099000
ESTE : 758500

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal (Baja sulfuración)

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Vetas con dirección N 135°, inclinación subvertical

OBSERVACIONES : Se localiza a 12 km al Oeste de Carabamba, en el borde oeste de la caldera Carabamba. Este depósito está constituido por vetas que contienen valores de Ag, Au, Cu y trazas de metales base, con direcciones NO, subverticales, subparalelas y con potencias de 1 a 4.5 m, conformando un stockwork de 40 m de diámetro. En base al trabajo efectuado antes del 2004 por Gold Hawk Resources, se ha determinado que existen 0.635 millones de toneladas con leyes promedio de 7.63 g/t Au y 216.6 g/t Ag.

No se tienen más argumentos que la zona de vetas para clasificarlo como un depósito epitermal de baja sulfuración, sin embargo las características de stockwork son propias de un pórfido, siendo necesario realizar más estudios para precisar el tipo de depósito.

REFERENCIAS : Gold Hawk Resources, 2004 (reporte interno)



Veta de cuarzo con dirección N 130° en el depósito de Machacala.

OCURRENCIA : MILLUACHAQUI

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : JULCAN
DISTRITO : SALPO

COORDENADAS UTM
NORTE : 9114786
ESTE : 764729

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal (Baja Sulfuración)

SUSTANCIA : Au, Ag (Pb-Zn)

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : La veta tiene una dirección N 145° con buzamientos de 45° a 90° al SO.

OBSERVACIONES : La veta Milluachaqui posee espesores variables de 0.6 a 1.0 m y longitudes de 5 y 6 km (Tumialán, 1982). Contiene abundante cuarzo, galena, esfalerita, minerales de Ag y minerales de metamorfismo como rodonita y fengita. Esta veta es principalmente argentífera. Tienen leyes promedio de 4 - 6 gr/Tm de Au y 15 - 20 onzas/Tm de Ag.

Una muestra tomada en la zona de alteración de la veta Milluachaqui (La Esperanza), reporta illita y fengita; caracterizando la alteración filica en este sector. Además si consideramos la presencia de minerales de plata, como la argentita; se puede asumir a este yacimiento como tipo epitermal de baja sulfuración.

REFERENCIAS : Tumialán, 1982



Zona de alteración filica en el sector La Esperanza. A la izquierda se distinguen las instalaciones de una chancadora primaria.

OCURRENCIA : QUIRUVILCA

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM
NORTE : 9114046
ESTE : 796084

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal (Baja sulfuración)

SUSTANCIA : Cu-Ag-Pb-Zn, Au

FASE ACTUAL : Expansión

ESTRUCTURA ASOCIADA : Corresponde a un centro volcánico del Mioceno. Está constituido por numerosas vetas de dirección N 60° - 70°, rellenas en fallas sinestrales transversales. Las vetas tienen 0.3 a 2.5 m de espesor y contienen principalmente Zn-Pb-Cu-Ag, con algunos valores de Au (Bartos, 1987).

OBSERVACIONES : Este yacimiento se encuentra albergado en lavas andesíticas, depósitos de flujos piroclásticos y rocas volcanoclásticas del volcán Quiruvilca. Relacionado con la intrusión de stocks y diques porfíricos de composición dacítica y andesítica. Las vetas están rodeadas por aureolas de alteración hidrotermal. En el contacto con las rocas volcánicas se ha observado alteración filica (sericita). Hacia las zonas exteriores se tiene argilización y propilitización.

La zonificación de la mineralización sugiere que la acidez y la sulfuración de los fluidos mineralizantes disminuyeron con el tiempo y que los fluidos se mezclaron en los estados finales con aguas subterráneas (Bartos, 1990). Según Kihien (1997), corresponde a un yacimiento filoniano de plata-zinc-plomo-cobre de origen mesotermal a epitermal.

REFERENCIAS : Bartos, 1990; Kihien, 1997



Flanco Norte del centro volcánico Quiruvilca, donde se distinguen numerosas vetas con contenidos de minerales polimetálicos

OCURRENCIA : SALPO

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : OTUZCO

COORDENADAS UTM
NORTE : 9114786
ESTE : 764729

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal (Baja Sulfuración)

SUSTANCIA : Ag, Au (Zn-Pb-Cu)

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : La veta Salpo está en el sector NO del volcán Salpo. Tiene un rumbo N145°, y buza entre 45° a 90° al SO. Es el resultado de relleno en una falla normal de rumbo andino. Esta veta ha sufrido luego, probablemente en el Mioceno, un desplazamiento hacia el Sur, a través de una falla de cizalla. También se reconocen pequeñas fallas transversales, que deben corresponder a un tercer evento compresivo, estas estructuras están rellenas por vetillas que sugieren una nueva etapa de mineralización (Tumialán, 1982).

OBSERVACIONES : Se ubican a 70 km al Este de Trujillo. En el yacimiento se observa cuarzo, limonita, pirita, esfalerita, galena, calcopirita, covelita y calcocina. Esta veta es polimetálica – aurífera.

REFERENCIAS : Tumialán, 1982



La veta Salpo tiene una dirección N 145°. Actualmente está en explotación artesanal. A la derecha se ubica el pueblo de Salpo.

OCURRENCIA : SAN PEDRO

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD

PROVINCIA : JULCAN

DISTRITO : HUASO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9077106

ESTE : 779227

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal (Baja sulfuración)

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : El yacimiento está atravesado por fallas que forman parte del alineamiento Quiruvilca - Huamachuco, el cual tiene una dirección N 50°.

OBSERVACIONES : El yacimiento se aloja en lavas del volcán San Pedro que fueron intruidas por stocks dioríticos y granodioríticos. La mineralización se presenta en forma de venillas de cuarzo bandeado que tienen entre 3 cm a 5 m de espesor, con una dirección principal N 160°. Se distingue zonas de alteración argílica. Este yacimiento es considerado como epitermal de baja sulfuración.

REFERENCIAS : Este estudio



Zona de alteración argílica en el prospecto San Pedro.

OCURRENCIA : TRES CRUCES

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9111140
ESTE : 799650

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal (Baja sulfuración)

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las estructuras regionales (fallas y fracturas) tienen direcciones NO-SE. La falla principal Quiruvilca-Huamachuco es vertical, con rumbo N 50°. También se reportan sobreescurrecimientos con vergencia al Este (Ingemmet, 2001). La presencia de afloramientos del mesozoico ubicados al Noreste del yacimiento, sugieren un levantamiento a través de una falla regional de dirección NO (Heyl & Livingston, 1998).

OBSERVACIONES : El yacimiento se encuentra alojado en depósitos piroclásticos del volcán Quiruvilca y sinter generados por la presencia de fuentes geotermales extintas. Stocks andesíticos cortan las secuencias volcánicas. En la zona se distingue una alteración filica, caracterizada por el ensamble cuarzo-illita± adularia. Dicha alteración es cortada por venillas de cuarzo y carbonatos, y algunas áreas se encuentran cubiertas por sinter silíceo. Se ha registrado la presencia de sulfuros como estibina, cinabrio, pirita, marcasita; entre otros. Por ello, se define a este yacimiento como de baja sulfuración. Sus reservas son de aproximadamente 1.9 millones de oz/Au con una ley de 2 g/t.

REFERENCIAS : Heyl & Livingston, 1998



Zona de alteración hidrotermal Tres Cruces conformada principalmente por depósitos de sinter.

OCURRENCIA : URUMALQUI

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : JULCAN
DISTRITO : JULCAN

COORDENADAS UTM
NORTE : 9107446
ESTE : 776342

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal (Baja sulfuración)

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las venillas de cuarzo tienen una tendencia general NO (N 120°).

OBSERVACIONES : El prospecto Urumalqui está emplazado en el sector Este del complejo volcánico Paccha-Uromalqui. Corresponde a un depósito epitermal de baja sulfuración, caracterizado por contener numerosas vetas, algunas de las cuales miden entre 3 y 6 m de ancho. Estas vetas se encuentran dentro de una zona de alteración sílico-argílica, con mucha oxidación, la cual tiene un diámetro aproximado de 2 km. También se han observado brechas silíceas y vetas dispuestas en forma de stockwork. Una de las vetas principales es visible en superficie a lo largo de 1.5 km.

REFERENCIAS : Tumialán, 2002



Zona de alteración hidrotermal y veta de cuarzo que corta las lavas del complejo volcánico Paccha - Urumalqui

YACIMIENTOS EPITERMALES EN AMBIENTE SEDIMENTARIO

OCURRENCIA : ALGAMARCA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : CAJAMARCA
PROVINCIA : CAJABAMBA
DISTRITO : CACHACHI

COORDENADAS UTM

NORTE : 9158953
ESTE : 804369

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal en sedimentario

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Expansión

ESTRUCTURA ASOCIADA : Anticlinal cuyo eje tiene una dirección N165° -130°, afectado por fallas paralelas (Algamarca), transversal (Santo Cristo, La Cruz) y oblicuas (Los Alisos), las cuales controlaron el emplazamiento de los cuerpos intrusivos de Caupur, San José y La Cruz. El rumbo de las vetas es NE y buzanan verticalmente.

OBSERVACIONES : La mina Algamarca está localizada sobre el flanco Oeste del anticlinal. Su producción en 45 años fue aproximadamente de 1.5 MT Cu (2.0%), 680 g/t Ag de vetas polimetálicas. El cuerpo de Caupur (pórfido de cuarzo monzonítico) es el mineralizante, generó vetas dextrales y sinestrales por compresión perpendicular al eje del anticlinal. El yacimiento está sericitizado, caolinizado y limonitizado. Las vetas tienen rumbos N 30°-75° E.

REFERENCIAS : Tumialán et al., 1982

OCURRENCIA : CABANA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : ANCASH
PROVINCIA : PALLASCA
DISTRITO : CABANA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9069745
ESTE : 829529

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal en sedimentario

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las estructuras principales son dos anticlinales y un sinclinal que tienen rumbos N-S; fallas andinas y transversales. Las vetas tienen direcciones N 50° con buzamiento de 48° NO.

OBSERVACIONES : El yacimiento está emplazado en pizarras y areniscas de la Formación Chicama. Estas rocas están intruídas por stocks dioríticos y diques andesíticos, conformando el Cerro Pashias. La mineralización se presenta en vetas y mantos, y excepcionalmente en el contacto con las pizarras. Es típicamente de relleno. El oro está asociado

con el cuarzo, pirita, limonita y calcopirita (Tumialán, 2003). La alteración es filica, con sericita y sulfuros disseminados (pirita).

REFERENCIAS : Tumialán, 2003

OCURRENCIA : CALLULLIN

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : ANGASMARCA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9105843
ESTE : 831161

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal en sedimentario

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las estructuras del yacimiento comprenden fallas y pliegues. Las fallas conforman dos sistemas: Andino (N 130°) y Transversal (N 40° y N-S), con buzamientos subverticales. Los pliegues conforman anticlinales y sinclinales volcados con direcciones N 130°.

OBSERVACIONES : El yacimiento se localiza 200 km al Este de Trujillo. Está emplazado en la secuencia silicoclástica inferior de la Formación Chimú y en la parte superior del Grupo Chicama. Los minerales predominantes son óxidos e hidróxidos de hierro: limonita, hematita, goethita, jarosita y turgita. Estos se encuentran rellenando las fracturas desarrolladas en las areniscas cuarzosas. También se reconocen vetillas de cuarzo lechoso y calcedonia bandeada. El Au está asociado con los óxidos de hierro y cuarzo, y se encuentra principalmente en las fallas de dirección andina (Vicharra, 2003). Las alteraciones reconocidas en el yacimiento son: a) silicificación que forma de vetillas irregulares emplazadas en las fallas andinas y transversales; b) cloritización y argilización con un ensamble mineral de arcillas, caolín, cuarzo y pirita.

REFERENCIAS : Vicharra, 2003

OCURRENCIA : IGOR

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : HUARANCHAL

COORDENADAS UTM

NORTE : 9153556
ESTE : 782253

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal en sedimentario

SUSTANCIA : Cu-Ag (Au)

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : La principal estructura la constituye un anticlinal alongado NO-SE, denominado "Bola de Igor", con dirección N 135° y buzamientos 32° al NE y SO. Las estructuras asociadas corresponden a fallas de cizalla con rumbos N 175°, fallas longitudinales paralelas y fallas tensionales perpendiculares al anticlinal respectivamente.

OBSERVACIONES : La mineralización se encuentra en vetas que siguen el control estructural del área, brechas mineralizadas y mantos, alojados dentro de areniscas, lutitas y limonitas de las formaciones Chimú y Santa, que son intruídas por un cuerpo dacítico que aflora hacia el Suroeste del depósito. La mineralización corresponde a cuarzo-pirita, electrum, arsenopirita, galena, esfalerita y óxidos de hierro enriquecidos en Au y Ag. Silicificación, argilización y piritización constituyen los principales tipos de alteración en Igor.

REFERENCIAS : Guadalupe, 1997



Zona de alteración localizada en el flanco Suroeste del anticlinal Bola de Igor (Fuente: Guadalupe, 1997).

OCURRENCIA : LAGUNAS NORTE

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : USQUIL

COORDENADAS UTM

NORTE : 9120843
ESTE : 803357

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal en sedimentario

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Explotación

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las capas mesozoicas han sufrido varias etapas de deformación, lo cual han generado plegamientos y fracturamientos. Se reconoce un anticlinal volcado de dirección N 120°, con buzamientos y fallas inversas de alto ángulo.

OBSERVACIONES : La mineralización es de tipo alta sulfuración. Está diseminada y alojada en brechas sedimentarias, rocas piroclásticas y óxidos de hierro. Cubre un área aproximada de 1600 m de largo x 750 m de ancho y más de 300 m de profundidad. El Au se encuentra diseminado en los óxidos de hierro. Las reservas son de 9.1 millones de onzas (Barrick Gold Corporation, 2005). Se espera una producción anual de 800 mil onzas por año, con una ley de 1.8 gr/Tm. También se tienen valores de Ag y Cu. Las alteraciones hidrotermales existentes son argílica avanzada y silicificación pervasiva (vuggy sílica).

REFERENCIA : Barrick Gold Corporation, 2005



Flanco sureste del yacimiento Lagunas Norte.

OCURRENCIA : LA VIRGEN

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : CACHICADÁN

COORDENADAS UTM
NORTE : 9117500
ESTE : 822000

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal en sedimentario

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Explotación

ESTRUCTURA ASOCIADA : La estructura principal constituye un sistema de fallas de rumbo N-S y buzamientos verticales. Existen también fallas transversales de direcciones NE. Las rocas sedimentarias se encuentran plegadas, cuyas capas tienen un rumbo principal N-NO.

OBSERVACIONES : El yacimiento se aloja en areniscas cuarzosas fracturadas de la Formación Chimú y en rocas volcánicas, limitado por dos fallas (Gauthier et al., 1999) que generan un graben. La mineralización aurífera está asociada con los óxidos de Fe (hematita, jarosita, goethita). Los minerales reconocidos son pirita, enargita, calcopirita, oro, casiterita, tetraedrita (INGEMMET, 2001).

Las alteraciones características son a) Silicificación pervasiva con vuggy sílica y alunita; b) Argílica avanzada con cuarzo, pirofilita, dickita y alunita; c) Argílica con illita, esmectita, alunita; d) Propilitización con calcita, epidota, clorita y pirita (Gauthier et al., 1999). El yacimiento es genéticamente de tipo epitermal de alta sulfuración. En el 2004 obtuvo una producción de 52000 onzas de Au. Sus reservas probadas y probables se estiman en 16 MTm. con una ley promedio de 0,7 grAu/Tm (Cía. Minera San Simón, 2005)

REFERENCIAS : Gauthier et al., 1999; Cía. Minera San Simón, 2005



Instalaciones y desarrollo del yacimiento minero La Virgen – Sector Norte.

OCURRENCIA : SHAHUINDO

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : CAJAMARCA
PROVINCIA : CAJABAMBA
DISTRITO : CACHACHI

COORDENADAS UTM

NORTE : 9158433
ESTE : 807421

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal en sedimentario

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : La estructura principal es el anticlinal abierto Algamarca, que tiene rumbo N130° y buzamientos de 75° E y 70° O.

OBSERVACIONES : La mineralización de Au-Ag está alojada en areniscas de la Formación Chimú, en los flancos pronunciados del anticlinal. La secuencia está intruída por cuerpos hipabisales intermedios a félsicos, espacialmente relacionados a la mineralización, y dispuestos paralelamente al eje del anticlinal.

Las zonas de mineralización son epitermales de bajo grado, siendo el control estructural más importante que el estratigráfico: 1). La zona principal (San José) está localizada a 1.8 km al NE del anticlinal, en el contacto brechado de un pórfido cuarzo-feldespático 2). La zona Este (Pampa de Arena) conformada por dos subzonas: una paralela al anticlinal y a la orientación de las capas sedimentarias; la segunda tiende N-S y aparenta ser un techo para su propia mineralización; en ambos casos se alojan en areniscas. 3). La zona Sur consiste de mineralización alojada a lo largo del contacto brechado del subvolcánico porfírico y limolitas y areniscas. Las reservas estimadas son de 25.8 MT de 1.07 g/t Au y 23.97 g/t Ag, para un total de 1.14 Moz. Au y 26.1 Moz. Ag. Otra zona de interés es la antigua mina de Shahuindo, localizado 2 km al Norte de la zona principal, cuya mineralización están en venas delgadas de Au-Ag dentro de fallas inversas.

REFERENCIAS : Sulliden Exploration Inc., 2006



Zona de alteración de Shahuindo localizada en el Noreste del anticlinal asimétrico de Algamarca (Fuente: Sulliden Exploration).

YACIMIENTOS TIPO PÓRFIDO

1 no es porfido

OCURRENCIA : EL TORO

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SÁNCHEZ CARRION
DISTRITO : HUAMACHUCO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9134797
ESTE : 829970

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal en sedimentario

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las estructuras predominantes son pliegues cuyos ejes tienen direcciones NO, cortados y rellenados por vetas y mantos angostos de aproximadamente 0.5 m de espesor, en promedio y mineralizados con cuarzo hialino y lechoso, y limonitas. Esta mineralización es principalmente aurífera diseminada de baja ley (Tumialán, 2003).

OBSERVACIONES : El yacimiento está alojado en areniscas cuarzosas y limolitas de la Formación Chimú, intruidas por cuerpos subvolcánico dacíticos.

REFERENCIAS : Tumialán, 2003



Zona de explotación informal en el yacimiento El Toro.

OCURRENCIA : LOS LATINOS

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : ANCASH
PROVINCIA : YUNGAY
DISTRITO : SHUPLUY

COORDENADAS UTM

NORTE : 8969651
ESTE : 850210

TIPO DE DEPÓSITO : Pórfido

SUSTANCIA : Cu-Mo (Au-Ag)

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : En la quebrada Ushco se distingue una estructura semicircular NE-N. Mientras que en las quebradas Cashma y Mangan, se distinguen lineamientos de dirección NE, aprovechados por cuerpos dioríticos para su emplazamiento. Además se distingue un sistema de fallas N 105° a E-O en Pucacocha.

OBSERVACIONES : El yacimiento se encuentra alojado en rocas mesozoicas plegadas (Fm. Chimu-Pariahuanca), cubiertas por rocas volcánicas del cenozoico (Grupo Calipuy). Stocks, domos de lava y diques básicos y ácidos cortan las secuencias. Corresponde a un prospecto minero que comprende las siguientes zonas de interés: Chuntapunta-Pallca y Mangan-Ushco.

Chuntapunta - Pallca tienen características epitermales. Chuntapunta corresponde a un sistema freatomagmático emplazado en tobas andesíticas-dacíticas, y lavas, intruídas por stocks graníticos-cuarzo dioríticos-dioríticos que generaron alteración hidrotermal distal tipo pórfido (presencia de un halo argílico y sericítico, Au>Mo). Además presencia de vetas paralelas de Ag-Au en cumbres (roca caja fresca). Por su parte, Pallca corresponde a un pórfido granítico sericitizado-oxidado (cuarzo-sericita-muscovita-adularia-limonita-jarosita), con fuerte stockwork y venillas tipo "D". La roca caja está constituida de piroclastos alterados y lavas frescas del volcanismo cenozoico. El halo sericítico es típico de pórfidos.

Alteraciones presentes: cuarzo-sericita-adularia (Pallca), argílica-propilítica (Chuntapunta), filica (ambos) y fuerte stockwork son típicas de la parte media a baja del lithocap de un pórfido Cu (Au-Mo). En Mangan se distinguen vetas de plata alojadas en rocas volcánicas y débil mineralización diseminada de Au-Ag. En Ushco alteración cuarzo-sericita y propilítica en rocas piroclásticas ligadas probablemente a intrusiones dioríticas. En esta zona se ven indicios de alteración potásica, estas características son de sistemas de pórfidos de Cu-Mo.

REFERENCIAS : INGEMMET, 2001

OCURRENCIA : PASHPAP

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : ANCASH
PROVINCIA : HUAYLAS
DISTRITO : HUAYLAS

COORDENADAS UTM

NORTE : 9026917
ESTE : 831498

TIPO DE DEPÓSITO : Pórfido

SUSTANCIA : Cu-Mo

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Presencia de fallas de dirección N 150° - 130° (dirección andina) y N 40° - 60° E (transversal), actúan como controles estructurales. La dirección E-O es secundaria pero con relación directa al stockwork. Así como pliegues N-NO.

OBSERVACIONES : Las rocas que afloran varían desde pelitas del Grupo Chicama (Titoniano) hasta los conglomerados y areniscas de la Fm. Huaylas, intruidos por rocas intrusivas. Estas últimas se emplazaron en varios eventos magmáticos y comprenden desde tonalitas-granodioritas, intruidos por monzonitas, y finalmente por un granito que ha desarrollado un fuerte stockwork. Se han reconocido cinco cuerpos intrusivos que controlaron la mineralización tipo pórfido Cu-Mo: El Bronce, Huacacuy Norte y Sur, Loma Blanca y 12 de Octubre.

La alteración hidrotermal es zonada, típica de pórfidos. Por ejemplo en el Bronce: gracias a la erosión profunda, se puede apreciar el centro de alteración que corresponden a silicatos potásicos, caracterizados por la presencia de biotita hidrotermal y fenos de ortosas. Envolviendo a esta alteración, se reconoce una zona mixta, con predominio de alteración filica (sericita) con relictos de la alteración potásica.

REFERENCIAS : Cinits, 2003



Zona de alteración en Pashpap – Cerro Patara.

OCURRENCIA : PACHAGON

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : GRAN CHIMU
DISTRITO : MARMOT

COORDENADAS UTM

NORTE : 9140880
ESTE : 762985

TIPO DE DEPÓSITO : Pórfido

SUSTANCIA : Cu-Mo (Ag)

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las estructuras predominantes son anticlinales y sinclinales con direcciones E - O. Las intrusiones se localizan en el flanco de un anticlinal, cerca de un corredor NNE, afectadas por fallas sinestrales.

OBSERVACIONES : El yacimiento se encuentra alojado en capas delgadas y plegadas de pelitas parduscas y areniscas de las formaciones Santa y Carhuaz; intruídas por stocks y diques de composiciones granodioríticas; y diques post minerales de composición dacítica. Las alteraciones hidrotermales incluyen tres principales asociaciones: Ensamblajes de cuarzo-sericita, alteración argílica (cuarzo-sericita-clorita) y alteración potásica (cuarzo-biotita secundaria).

En Pachagón se ha desarrollado un perfil supérgeno clásico: una capa lixiviada conteniendo jarosita, goethita y hematita; zona de mezcla con limonita y sulfuros; zona de enriquecimiento supérgeno irregular dominada por calcita y covelita, albergando el principal contenido de cobre y plata; y finalmente la zona primaria caracterizada por pirita, calcopirita y pirrotita (Perelló et al., 2003). Se tienen dos dataciones radiométricas realizadas en la mineralización de Pachagón. Una sericita hidrotermal reporta una edad K/Ar de 18.8 ± 1.6 Ma, y otra realizada en molibdenita, brinda una edad Re/Os de 18.15 ± 0.06 Ma (Perelló et al, 2003 & Noble et al, 2004).

REFERENCIAS : Perelló et al, 2003; Noble et al, 2004

OCURRENCIA : SAN JOSÉ

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : CAJAMARCA
PROVINCIA : CAJABAMBA
DISTRITO : CACHACHI

COORDENADAS UTM

NORTE : 9158187
ESTE : 807232

TIPO DE DEPÓSITO : Pórfido

SUSTANCIA : Cu-Mo (Au)

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Se distinguen fallas paralelas a la falla principal Algamarca (N 130°), que posibilitaron el craquelamiento del cuerpo intrusivo, y generaron un stockwork con venillas predominantes E-O, las cuales contienen Cu.

OBSERVACIONES : La mineralización está alojada principalmente dentro del pórfido alterado (caolinizado, limonitizado), y muy poca en la brecha sedimentaria. Su geometría es una capa delgada cercana a la superficie que tiene una extensión aproximada de 0.1 x 0.05 km.

REFERENCIAS : Tumialán et al, 1982., Sulliden Exploration Inc., 2006

YACIMIENTOS MIXTOS TIPO PÓRFIDO – EPITERMAL

OCURRENCIA : ALTO DORADO

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : SANTIAGO DE CHUCO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9082184
ESTE : 807595

TIPO DE DEPÓSITO : Pórfido - Epitermal

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Se distinguen fallas con direcciones NO y NE que han controlado la mineralización. Candente Resource Corporation (2005) reporta una estructura de colapso de caldera, la cual no ha sido reconocida en el campo.

OBSERVACIONES : La mineralización en Alto Dorado está emplazada en tres zonas: la zona denominada como Olla, donde la mineralización es típica de un pórfido de Cu-Au. Esta zona reporta valores de Au, Cu, Mo y Ag, con minerales de calcopirita y calcocita como diseminados y en stockwork.

En Toril, se reconocen ensambles típicos de alta sulfuración: silicificación tipo vuggy sílica, sílice granular y calcedonia; y argílica avanzada con alunita, natroalunita, dickita, pirofilita, colinita, jarosita (Candente Resource Corporation, 2005). Cubre un área aproximada de 2.4 km x 1.8 km.

Ana es una segunda zona de alta sulfuración. Se ubica 3 km al NO de Toril. Cubre un área de 2.7 km x 1 km. La alteración y mineralización está conformada por alunita, ópalo y vuggy sílica; en las zonas con control estructural se reportan hematita y limonita.

Se ha tomado una muestra en la parte central de la zona de alteración de Ana obteniéndose por difracción valores de alunita y pirofilita, sugiriendo conjuntamente con los datos publicados por Candente Resources que se trata de un depósito epitermal de alta sulfuración.

REFERENCIAS : Candente Resources Corporation, 2005



Zona de alteración cuyo protolito corresponde a depósitos de flujos piroclásticos del centro volcánico Alto Dorado.

OCURRENCIA : LA ARENA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
 PROVINCIA : SANCHEZ CARRIÓN
 DISTRITO : HUAMACHUCO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9126000
 ESTE : 816000

TIPO DE DEPÓSITO : Pórfido - Epitermal

SUSTANCIA : Cu-Mo (Au)

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las estructuras principales presentes en La Arena son fallas de alto ángulo, de rumbos NO-SE, intersectados por estructuras menores de direcciones transversales NE-SO, E-O y N-S, que posibilitaron un fuerte control estructural del yacimiento. Asimismo se observa un anticlinal con dirección andina en las capas mesozoicas.

OBSERVACIONES : El yacimiento se encuentra albergado en rocas silico-clásticas de la Formación Chimú y en algunos horizontes de lutitas carbonosas de la Formación Oyón. Las cuales se encuentran intruidos por stocks dacíticos, cubiertos por los depósitos piroclásticos del volcán Quesquenda.

En la Arena se distingue un sistema hidrotermal con dos tipos de mineralización: un pórfido Cu-Au (Mo) en profundidad dentro de los primeros 350 m, y un epitermal diseminado de Au en las areniscas cuarzosas brechadas. La razón por la cual este yacimiento es sui géneris es que ambas mineralizaciones provienen de una misma fuente magmática, relacionada directamente al stock dacítico emplazado a lo largo de una estructura principal NO-SE.

El Pórfido Cu-Au (Mo), es un cuerpo mineralizado alargado con dirección NO-SE, de 1400 m de largo x 400 m de ancho. La mineralización es básicamente de sulfuros en forma de pirita, calcopirita, diseminados en venillas de sílice; el Au está en las venillas de cuarzo con sulfuros. La alteración asociada es filica y argílica (cuarzo, illita-esmectita, ankerita, siderita); y propílica (clorita, epidota, pirita). En el epitermal se observa una silicificación intensa con alunita, diáspora,

illita y sericita. La mineralización aurífera se encuentra en las fracturas y brechas de los sedimentos clásticos. El Au se encuentra como electrum y en los óxidos: limonita, goethita, jarosita, hematita y relictos de pirita. Se ha estimado reservas por 14 millones de TM con una ley promedio de 1 gr/Tm de Au.

REFERENCIAS

: Gauthier et al, 1999; INGEMMET, 2001



Yacimiento La Arena emplazado en areniscas cuarzosas de la Formación Chimú (1). Se observan los trabajos de exploración realizados por Cambior Inc.

OCURRENCIA : MAGISTRAL

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : ANCASH
PROVINCIA : PALLASCA
DISTRITO : CONCHUCOS

COORDENADAS UTM

NORTE : 9090314
ESTE : 856338

TIPO DE DEPÓSITO : Pórfido - Epitermal

SUSTANCIA : Cu-Mo (W)

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las estructuras predominantes consisten en fallas y sobreescurrecimientos que tienen direcciones N-S, con buzamientos de 40° al O. Es importante señalar que el yacimiento se encuentra precisamente en la deflexión menor de Conchucos (Torres & Enríquez, 1996) y en el lineamiento Casma - Pasto Bueno de dirección NE - SO (Núñez, 1995).

OBSERVACIONES : La mineralización se presenta en dos ambientes bien definidos: stockwork con cuarzo, pirita y molibdenita; asociada a un skarn con calcopirita, pirrotita y magnetita. Con leyes que varían desde 0.5 - >1.0 % Cu y 0.04 - 0.06 %Mo. Este pórfido, tiene algunas vetas epitermales de alta sulfuración con minerales de Cu-As y de baja sulfuración con vetas de cuarzo-adularia-calcita (INGEMMET, 2001).

OCURRENCIA : SANTA ROSA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : ANGASMARCA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9099267
ESTE : 825799

TIPO DE DEPÓSITO : Epitermal en sedimentario

SUSTANCIA : Au

FASE ACTUAL : Explotación

ESTRUCTURA ASOCIADA : Las estructuras predominantes son pliegues suaves y fallas con direcciones N 165° - 160°, ligadas a estructuras menores transversales, de direcciones N 30° - 50° y E-O.

OBSERVACIONES : La mineralización estuvo controlada por el fallamiento y fue generada en varias fases: una fase temprana producida por un intenso fracturamiento con formación de brechas, seguido por otra fase durante el cual ascendieron los fluidos mineralizantes posiblemente desde un cuerpo subvolcánico (stock) emplazado en profundidad. Posteriores procesos de oxidación (variaciones del nivel freático, etc.) afectaron el yacimiento. Los minerales que rellenan las fracturas son jarosita, goethita y hematita con oro libre presente en las dos primeras. El Au se encuentra asociado a la piritita y arsenopiritita y con leyes promedio de 1 g/t.

Los minerales que conforman la zona de alteración son pirofilita, caolinita y alunita, propios de la argílica avanzada, caracterizando al yacimiento como un epitermal de alta sulfuración alojado en rocas sedimentarias.

REFERENCIAS : Montoya, 2000



Sector Este del yacimiento de Santa Rosa, emplazado en rocas sedimentarias

La alteración está zonada respecto a los cuerpos intrusivos. En la parte central es del tipo pórfido: potásica y argílica intermedia. En la zona de contacto está caracterizada por la fase endo y exoskarn. En este sector es visible depósitos de mármol (contacto con las calizas Jumasha).

Un cristal de biotita hidrotermal del cuerpo San Ernesto, datado por el método K/Ar reporta una edad de 15.3 ± 0.3 Ma. Asimismo otro cristal de biotita del stock Sara también datada por el método K/Ar reporta una edad de 15.0 ± 0.5 Ma. Por lo tanto, se asume que la edad del yacimiento pertenece al Mioceno medio. Magistral, se ubica dentro de la franja metalogénica del Mioceno que viene desde el Perú Central, y que comprende yacimientos como Cerro de Pasco, Pierina, Pashpap, Quiruvilca, Cerro Corona y La Granja (Perelló, 2001).

REFERENCIAS : Núñez, 1995; Torres & Enríquez, 1996; Perelló, 2001; INGEMMET, 2001

OCURRENCIA : SAYAPULLO

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : GRAN CHIMU
DISTRITO : SAYAPULLO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9160027
ESTE : 779531

TIPO DE DEPÓSITO : Pórfido - Epitermal

SUSTANCIA : Ag, Zn, Pb, Cu (Au)

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : La estructura principal consiste en un sinclinal inclinado al SO, cuyo eje es N 115° . El fallamiento pre-mineral es inverso con dirección N 105° al SO, paralelo al río Sayapullo. La falla post-mineral es sinextral. Los esfuerzos tectónicos fueron de compresión NE-SO, perpendicular al eje de los afloramientos (Tumialán et al., 1991).

OBSERVACIONES : El yacimiento se aloja en areniscas de la Formación Carhuaz, intruídas por stocks dacíticos y diques que forman mantos singenéticos y vetas polimetálicas. La mineralización consiste en cuarzo, pirita, molibdenita, arsenopirita, luzonita, enargita, tetrahedrita, esfalerita, galena.

Como minerales de enriquecimiento secundario se reconocen calcocina, bornita y covelita. Las alteraciones del yacimiento son silicificación, argilización y potásica en profundidad. En Sayapullo se conocen dos etapas metalogénicas: Cretáceo inferior y medio durante el cual se formaron los mantos polimetálicos singenéticos. En el Mioceno medio, se formaron las vetas polimetálicas meso a epitermales (Tumialán et al., 1991).

REFERENCIAS : Tumialán et al., 1991

ZONAS DE ALTERACIÓN

OCURRENCIA : ANDARACA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : JULCAN
DISTRITO : HUASO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9080693
ESTE : 788254

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza en el cerro Andaraca, ubicado 4.5 km al Sur de Uningambal. Corresponden a una zona de alteración argílica con óxidos de Fe y zonas de silicificación. Cubre un área elíptica de aproximadamente 2 km². Se emplaza en flujos piroclásticos de cenizas dacíticos de la Caldera Calamarca, intruídos por un cuerpo subvolcánico ubicado al Oeste. Una muestra tomada ha reportado minerales de dickita y caolinita tras el análisis PIMA, confirmando la zona de alteración argílica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : AVENTURA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : AGALLPAMPA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9122356
ESTE : 766183

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Emplazamiento de diques andesíticos

OBSERVACIONES : Se ha reconocido numerosas vetillas de cuarzo, que están cortando a los depósitos de flujos piroclásticos de cenizas ricos en cristales correspondientes a la Caldera Carabamba. En la zona de alteración se han reconocido cristales de plagioclasa que se encuentran muy alterados, sugiriendo una alteración argílica. Se ha analizado una muestra tomada en el borde de la alteración obteniéndose por difracción albedia y clorita, sugiriendo una zona propílica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : CERRO BLANCO

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : JULCAN
DISTRITO : HUASO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9086950
ESTE : 795580

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza 7 km al Este de la localidad de Uningambal. Consiste en una zona de alteración silico-argílica, que cubre un área aproximada de 6 km². Se encuentra alojada en depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Calamarca. Hacia el Norte aflora un cuerpo subvolcánico porfírico de composición dacítica que intruye la secuencia volcánica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : CUSHCANDAY

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : JULCAN
DISTRITO : USQUIL

COORDENADAS UTM

NORTE : 9128086
ESTE : 782439

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza 18 km al Este de Otuzco, cercana al borde norte del complejo volcánico Payhual-Caupar. Corresponde a una zona de alteración predominantemente silícea, con algunas trazas de óxidos y arcillas. Una muestra analizada por difracción reportó valores muy altos de cuarzo y trazas de caolinita, diáspora, hematita y jarosita.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : CUSHURO

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANCHEZ CARRION
DISTRITO : HUAMACHUCO

COORDENADAS UTM
 NORTE : 9123939
 ESTE : 830626

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 12 km al Sureste de Huamachuco, correspondiendo a una zona de alteración donde se distinguen vetas de cuarzo que cortan a las areniscas de la Formación Carhuaz, originando una zona de stockwork, con sulfuros de Fe diseminados en la vetas. La alteración predominante es argílica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : CHOCDAY

UBICACIÓN
 DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
 PROVINCIA : OTUZCO
 DISTRITO : OTUZCO

COORDENADAS UTM
 NORTE : 9129060
 ESTE : 769110

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Cuerpo subvolcánico dacítico

OBSERVACIONES : Está emplazada en depósitos de flujos piroclásticos del centro volcánico Urpillao. La alteración consiste en argilización y oxidación moderada, sin embargo en algunas aún se reconocen cristales de plagioclasa. La secuencia piroclástica está intruída por un cuerpo subvolcánico porfírico de composición dacítica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : CHUAL

UBICACIÓN
 DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
 PROVINCIA : OTUZCO
 DISTRITO : AGALLPAMPA

COORDENADAS UTM
 NORTE : 9119612
 ESTE : 767600

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza 6 km al Suroeste de Otuzco una zona de alteración hidrotermal atravesada por numerosas vetillas y venillas de cuarzo lechoso y diques andesíticos afaníticos, los cuales tienen pirita diseminada. Estos diques cortan a los depósitos de flujos piroclásticos ricos en cristales de la Caldera Carabamba. Asimismo, se han identificado algunas zonas ligeramente silicificadas.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : CHUGURES

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : SANTIAGO DE CHUCO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9056987
ESTE : 800150

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argilización

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : Centro volcánico Matala

OBSERVACIONES : Se localiza 85 km al Noreste de Chimbote, emplazada en flujos de lava que conforman la parte central del erosionado centro volcánico Matala, cubriendo un área aproximada de 8 km². Se han analizado varias muestras por difracción, reportando contenidos muy altos en cuarzo y dickita, con trazas de hematita, goethita, caolinita y jarosita, por lo cual se le asigna como una zona de alteración silíceo - argílica.

REFERENCIAS : Este estudio



Zona de alteración Chugures.

OCURRENCIA : HUACHA GRANDE

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : USQUIL

COORDENADAS UTM
NORTE : 9127441
ESTE : 785922

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : Complejo volcánico Payhual-Caupar

OBSERVACIONES : Corresponde a una zona de alteración principalmente argílica con algunos vestigios de silicificación. Está alojada en depósitos de flujos piroclásticos del complejo volcánico Payhual-Caupar. Una muestra analizada por difracción de rayos X reporta caolinita, ratificando la alteración argílica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : HUASMIRUQUE

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM
NORTE : 9119899
ESTE : 792860

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Esta localizada 5 km al Noroeste del yacimiento de Quiruvilca, alojada en depósitos de flujos piroclásticos del volcán Quiruvilca. Comprende dos áreas de 3 km² en Huasmirunque y 7 km² en Tambo. Se observan algunas vetillas de cuarzo y sulfuros de Fe diseminados. El análisis por difracción de rayos X realizado a varias muestras reportan caolinita, sugiriendo una zona de alteración argílica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : LA BANDERA

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM
NORTE : 9115400
ESTE : 805600

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza 4 km al Sur del yacimiento de Lagunas Norte alojada en depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas del centro volcánico Quesquenda. Estos depósitos están cortados por numerosos cuerpos subvolcánicos dacíticos. La zona de alteración cubre un área de 6 km².

Una muestra sometida a difracción de rayos X ha reportado valores de pirofilita y diáspora, permitiendo caracterizarla como una zona de alteración argílica avanzada.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : LA CAPILLA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM
NORTE : 9120000
ESTE : 809420

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 8 Km al NE del yacimiento Lagunas Norte, alojada en depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas del centro volcánico Quesquenda. Esta secuencia volcánica está intruida por un cuerpo subvolcánico andesítico que reporta una edad K/Ar de 17.6 ± 0.6 Ma (Gauthier et al, 1999). La zona de alteración cubre un área aproximada de 3 km², y se le considera como una anomalía aurífera (Quirita & Gauthier, 2000). El análisis por difracción de rayos X de una muestra reporta altos valores en sílice, sugiriendo una zona de alteración silíceo.

REFERENCIAS : Gauthier et al, 1999, Quirita & Gauthier, 2000

OCURRENCIA : LA NOEMIA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : OTUZCO

COORDENADAS UTM
NORTE : 9130076
ESTE : 759420

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica
FASE ACTUAL : Exploración
ESTRUCTURA ASOCIADA : Complejo volcánico Urpillao-Rushos
OBSERVACIONES : Se ubica 10 km al Noroeste de Otuzco, en el flanco Noroeste del complejo volcánico Urpillao-Rushos. Consiste en una zona de alteración argílica a argílica avanzada debido a la mineralogía consistente en alunita, caolínita, pirofilita y trazas de muscovita. Se han realizado dataciones por el método de K/Ar sobre alunita, reportando edades entre 11.5 ± 0.7 a 13.3 ± 0.4 Ma.

REFERENCIAS : Dill et al., 1997

OCURRENCIA : LOS GOITOS

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUSCO
DISTRITO : USQUIL

COORDENADAS UTM
NORTE : 9133129
ESTE : 801247

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Consiste en una zona de alteración emplazada en el contacto de areniscas y lutitas de la Formación Carhuaz y las areniscas cuarzosas de la Formación Farrat. Ambas secuencias son intruidas por un cuerpo subvolcánico dacítico. La zona de alteración cubre un área aproximada de 6 km^2 .

REFERENCIAS : Este estudio.

OCURRENCIA : LLAUCHÁN

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM
NORTE : 9120847
ESTE : 785593

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : Fuente geotermal extinta



Zona de alteración hidrotermal Llauchán, consistente en capas de sinter silíceo.

OBSERVACIONES : Está localizada 13 km al Noroeste del poblado de Quiruvilca. Está caracterizada por presentar capas de sinter silíceo, cortadas por venillas de cuarzo lechoso. Las capas de sinter corresponden a una fuente geotermal extinta. Es similar al depósito epitermal reconocido en el prospecto Tres Cruces. La zona de alteración cubre un área aproximada de 2 km². Los depósitos de sinter se encuentran cubriendo a depósitos de flujos piroclásticos del complejo volcánico Payhual-Caupar.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : MACÓN

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : ANCASH
PROVINCIA : HUAYLAS
DISTRITO : MACATE

COORDENADAS UTM

NORTE : 9027388
ESTE : 814173

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : Centro volcánico Macón

OBSERVACIONES : Se ubica a 60 km al Noreste de Chimbote, en el sector Oeste del volcán Macón. Se caracteriza por presentar vetillas de cuarzo y áreas argilizadas. Algunas muestras sometidas a difracción han reportado albita, clorita para un halo propilítico y dickita, caolinita para un halo argílico.

REFERENCIAS : Este estudio



Zona de alteración Macón, ubicada en el sector Oeste del volcán Macón.

OCURRENCIA : MONCHACAP

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : USQUIL

COORDENADAS UTM

NORTE : 9130432
ESTE : 777411

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza 13 km al Noreste de Otuzco. Corresponde a una zona de alteración que comprende sectores predominantemente silicificados, como en el paraje El Vado. Se aloja en los depósitos de flujos piroclásticos rico en cristales de la Caldera Carabamba. Una muestra analizada por difracción de rayos X reporta altos valores de sílice.

REFERENCIAS : Este estudio



Zona de alteración silicificada, emplazada en los depósitos de flujos piroclásticos de la Caldera Carabamba.

OCURRENCIA : MOLLEPAMPA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : ANGASMARCA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9099506
ESTE : 821533

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza 4 km al Oeste de Angasmarca, en el Cerro Paiball. Consiste en una zona de alteración argílica con presencia de óxidos de Fe. Emplazada en depósitos de flujos piroclásticos de cenizas correspondientes a la Secuencia Angasmarca. Dichos depósitos, se encuentran cortados por un cuerpo subvolcánico dacítico. Cubre un área de aproximada de 2 km².

Una muestra analizada por PIMA, reporta caolinita, sugiriendo una zona argílica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : MULAYA

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : GRAN CHIMU
DISTRITO : SAYAPULLO

COORDENADAS UTM
NORTE : 9156100
ESTE : 783600

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica



Zona de alteración Mulaya. Se observan labores de mineros artesanales.

FASE ACTUAL : Explotación artesanal

ESTRUCTURA ASOCIADA : Anticlinal con dirección N 135°

OBSERVACIONES : Consiste en una zona de alteración silíceo-argílica, atravesada por numerosas vetillas de cuarzo con contenido de bajas leyes de Au. Se ha emplazado pelitas y calizas de la Formación Chulec. Actualmente está siendo explotada por informales. La zona de alteración cubre un área aproximada de 3 km².

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : MULMALCA - MUNGURIAL

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : JULCÁN
DISTRITO : HUASO

COORDENADAS UTM
NORTE : 9077114
ESTE : 788509

TIPO DE ALTERACIÓN : Argillica a Argillica avanzada

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : Lineamiento de dirección N 140°

OBSERVACIONES : Se localiza a 6 km al Este del centro volcánico San Pedro, en inmediaciones del Cerro Pelón, emplazada en depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas correspondientes a la Secuencia Huaraday y en rocas intrusivas de un cuerpo intrusivo de edad Oligocena. Cubre un área de aproximada de 12 km².

Se han tomado varias muestras y han sido analizadas por difracción reportando hacia los bordes de la zona de alteración albita sugiriendo propilitización, hacia la parte interna se tiene un zonamiento a partir de caolinita, caolinita - illita y caolinita - diaspora, sugiriendo una argilización. La zona de alteración en su parte central tiene asociaciones de pirofilita y pirofilita - zunyita y sericita - pirofilita, correspondiendo a una argilización avanzada con indicios de alteración filica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : PAJA BLANCA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : AGALLPAMPA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9116579
ESTE : 778532

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argillica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 16 km al Sureste de Otuzco. Corresponde a una zona de alteración silico-argillica que se encuentra alojada en flujos lávicos y flujos piroclásticos del complejo volcánico Payhual-Caupar, que fueron intruidos por pequeños stocks dacíticos.

Se han tomado dos muestras que fueron analizadas por difracción reportando mucha sílice, acompañada de caolinita y trazas de goethita.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : PEÑA BLANCA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : OTUZCO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9134536
ESTE : 767974

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica
FASE ACTUAL : No explorada
ESTRUCTURA ASOCIADA : Complejo volcánico Urpillao-Rushos
OBSERVACIONES : Se localiza a 9 km al Norte de Otuzco. En el área se reconocen brechas hidrotermales con fuerte oxidación, alojada en depósitos de flujos piroclásticos del Complejo volcánico Urpillao-Rushos. Aunque la argilización es intensa se observan aún cristales de cuarzo primario.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : PICHUANRUMI

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : ANCASH
PROVINCIA : SANTA
DISTRITO : MACATE

COORDENADAS UTM
NORTE : 9026642
ESTE : 831793

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : Anticlinal con dirección N 150°

OBSERVACIONES : Se localiza a 85 km al Noreste de Chimbote. Corresponde a una zona de alteración fuertemente argilizada, emplazada en un anticlinal de la Formación Carhuaz. Estos depósitos son intruidos por cuerpos subvolcánicos andesíticos y por plutones granodioríticos a tonalíticos. La mineralización está constituida por algunas venillas de óxido de cobre. Cubre un área aproximadamente de 6 km².

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : PUCAPUNTA

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : ANCASH
PROVINCIA : HUAYLAS
DISTRITO : SUCRE

COORDENADAS UTM
NORTE : 9007475
ESTE : 836369

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Corresponde a una zona de alteración argílica con óxidos de hierro, emplazados en flujos lávicos andesíticos de la Secuencia Sogopegan. Cubre un área aproximada de 0.2 km².

REFERENCIAS : Este estudio



Zona de alteración Pucapunta

OCURRENCIA : RUECAS

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9118329
ESTE : 811510

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se encuentra alojada en los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas del centro volcánico Quesquenda (flanco Este), ocupando un sector del Cerro Piedra Parada. Estos depósitos están intruidos por un cuerpo subvolcánico dacítico. La alteración es sílico-argílica, con venillas de óxido de Fe y sulfuros de Fe y Cu. Las venillas miden entre 3 y 8 cm de espesor. Cubre un área aproximada de 4 km².

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : SAQUIPAMPA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : ANCASH
PROVINCIA : HUAYLAS
DISTRITO : MACATE

COORDENADAS UTM

NORTE : 9014850
ESTE : 828000
TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica
FASE ACTUAL : Exploración
ESTRUCTURA ASOCIADA : Anticlinales y sinclinales armónicos, los cuales son intruídos por intrusivos granodioríticos.
OBSERVACIONES : Se localiza a 55 km al Noreste de Chimbote. Corresponde a una zona de alteración argílica, alojada en areniscas de la Formación Carhuaz. Comprende un área de aproximadamente 2.5 km².
REFERENCIAS : Este estudio



Zona de alteración de Saquipampa, emplazada en secuencias silico-clásticas plegadas de la Formación Carhuaz.

OCURRENCIA : SAUCARA
UBICACIÓN
 DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
 PROVINCIA : SÁNCHEZ CARRIÓN
 DISTRITO : HUAMACHUCO
COORDENADAS UTM
 NORTE : 9116000
 ESTE : 814600
TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica
FASE ACTUAL : Exploración
ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 10 km al Este del yacimiento de Lagunas Norte, alojada en depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas pertenecientes al centro volcánico Quesquenda, conformando el Cerro Saucara. Una muestra analizada por difracción de rayos X reporta altos valores de sílice, con muy poco contenido de caolinita.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : SAN FELIPE

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9114682
ESTE : 791805

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 6 km al Oeste del yacimiento de Quiruvilca. Consiste en una zona de silicificación, caracterizada por presentar vetas de cuarzo acompañadas de sulfuros de Fe y Cu. Se aloja en depósitos de flujos piroclásticos del volcán Quiruvilca. Una muestra analizada por difracción de rayos X ha reportado altos valores de cuarzo, acompañado por trazas de jarosita y caolinita.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : SOGOCHAN

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : OTUZCO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9130355
ESTE : 763666

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 7 km al Noroeste de Otuzco. Corresponde a una zona de alteración alojada en lavas y depósitos de flujos piroclásticos del Complejo volcánico Urpillao - Rushos. Dentro de esta zona se distinguen vetas de cuarzo, argilización y mucha oxidación.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : SULCHA

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : JULCAN
DISTRITO : CARABAMBA

COORDENADAS UTM
NORTE : 9099363
ESTE : 765700

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : Vetas con dirección N 45°

OBSERVACIONES : Se encuentra 7 km al Sureste de Carabamba. Se encuentra alojada en los depósitos de flujos piroclásticos riolíticos de la caldera Carabamba. Se reconocen varias vetas de aproximadamente 1 km de longitud y de 5 m de potencia.

Se ha realizado un análisis PIMA a una muestra, reportando sericita.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : SURUVARA

UBICACIÓN
DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : SANTIAGO DE CHUCO

COORDENADAS UTM
NORTE : 9094542
ESTE : 806460

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 7 km al Suroeste de Santiago de Chuco, cubriendo un área de aproximadamente 4 km² alojada en depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas correspondientes a los centros volcánicos Totorá II y Cururupa.

Se ha realizado análisis por difracción, reportando caolinita, sugiriendo una zona de argilización.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : TOMANCAPAMPA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : ANCASH
PROVINCIA : HUAYLAS
DISTRITO : PUEBLO LIBRE

COORDENADAS UTM

NORTE : 8980379
ESTE : 844885

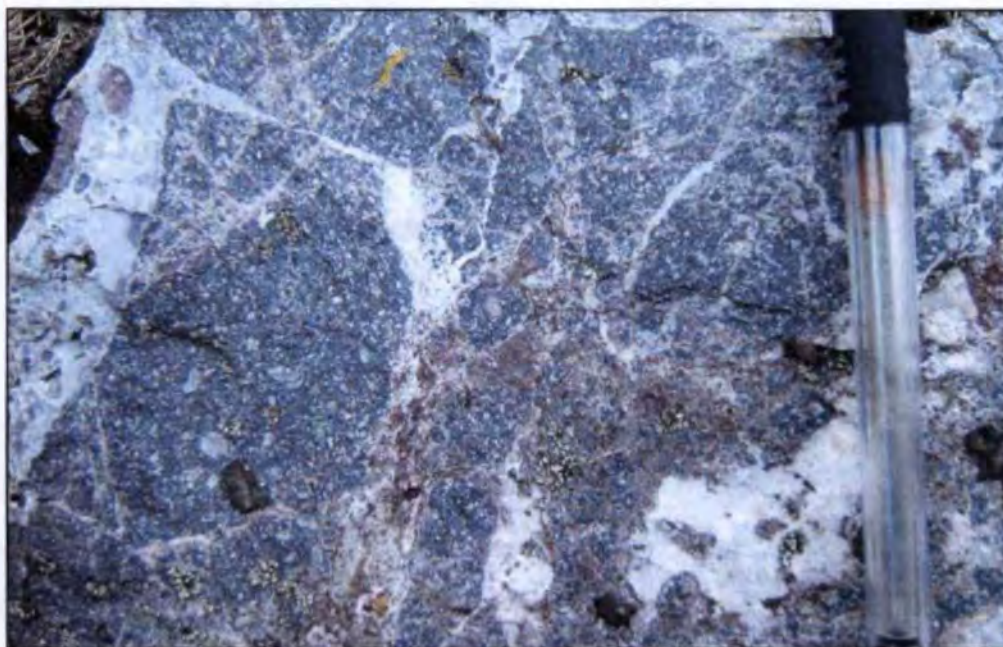
TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Consiste de una zona de alteración silico-argílica emplazada en depósitos piroclásticos correspondientes a la Secuencia Pucacoto. Estos depósitos están cortados por veta de cuarzo de potencia irregular, las cuales presentan óxidos de Fe. Asimismo, cerca de la zona de alteración se observa un cuerpo subvolcánico dacítico. Cubre un área aproximada de 0.5 Km².

REFERENCIAS : Este estudio



Detalle de las vetillas de cuarzo que cortan a los depósitos piroclásticos

OCURRENCIA : TIERRA AMARILLA

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : AGALLPAMPA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9118326
ESTE : 776748

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 13 Km al Sureste de Otuzco, emplazada en depósitos de flujos de lava pertenecientes al complejo volcánico Payhual-Caupar, los cuales están intruídos por cuerpos subvolcánicos de composición dacítica. Se han analizado por difracción algunas muestras que reportan mucha sílice de cuarzo y valores menores de diáspora y caolinita, caracterizando a la alteración como argílica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : TORITOS

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : SANTIAGO DE CHUCO

COORDENADAS UTM

NORTE : 9092633
ESTE : 797336

TIPO DE ALTERACIÓN : Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Corresponde a una zona de alteración aparentemente argílica, con óxidos de hierro. Se encuentra alojada en depósitos de flujos piroclásticos de la caldera Calamarca, cubriendo un área de 6 km². Se han tomado muestras en los bordes de la zona de alteración para ser analizadas por difracción, reportando calcita - albita y algo de caolinita, sugiriendo una zona propilítica.

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : TRES CERROS

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : SANTIAGO DE CHUCO
DISTRITO : QUIRUVILCA

COORDENADAS UTM

NORTE : 9130918
ESTE : 803743

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

FASE ACTUAL : Exploración

ESTRUCTURA ASOCIADA : No distinguida

OBSERVACIONES : Se localiza a 7 Km al Norte del yacimiento de Lagunas Norte, emplazado en rocas sedimentarias Mesozoicas, las cuales están intruídas por varios cuerpo dacíticos, generando una zona de alteración silícea, con halos argílicos, además de una fuerte oxidación. Cubre un área aproximada de 2 km².

REFERENCIAS : Este estudio

OCURRENCIA : TRES RIOS

UBICACIÓN

DEPARTAMENTO : LA LIBERTAD
PROVINCIA : OTUZCO
DISTRITO : USQUIL

COORDENADAS UTM

NORTE : 9124971
ESTE : 781813

TIPO DE ALTERACIÓN : Silicificación - Argílica

FASE ACTUAL : No explorada

ESTRUCTURA ASOCIADA : Complejo volcánico Payhual - Caupar

OBSERVACIONES : Se localiza a 15 km al Este de Otuzco. Corresponde a una zona de alteración silícea ubicada en la probable parte central del complejo volcánico Payhual-Caupar. Consiste en áreas completamente silicificadas, alojadas en flujos piroclásticos y lávicos. Están intruídas por stocks dacíticos y por un pórfido cuarcífero. El análisis de una muestra por difracción reporta contenidos elevados de sílice y trazas de goethita, caolinita y siderita.

REFERENCIAS : Este estudio



Zona de alteración Tres Ríos (1), generada por la intrusión de un cuerpo subvolcánico dacítico (2). También se observan flujos de lava (3) que conforman el sector Sureste del complejo volcánico Payhual-Caupar.

**FOTOGRAFÍA DE SECCIONES
DELGADAS DE MUESTRAS
DE ROCAS**

FOTOS DE SECCIONES DELGADAS DE MUESTRAS DE ROCAS

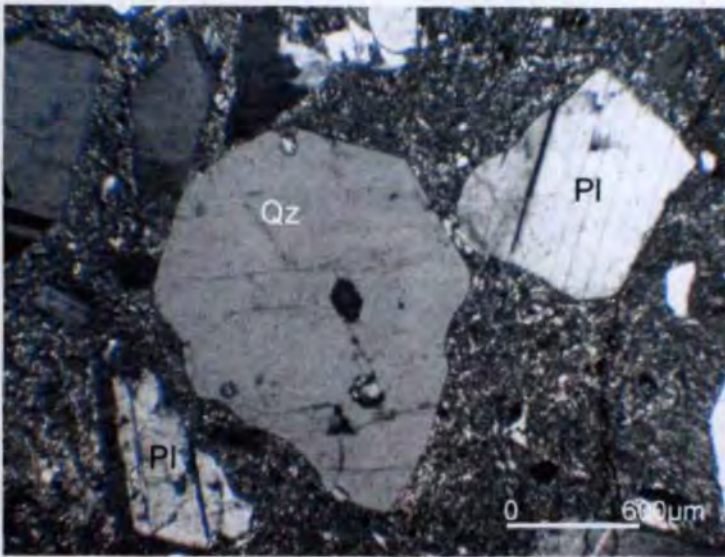


Fig. 7.1 - Muestra Ca 348a

Toba dacítica de la secuencia Tablachaca, donde se distinguen fenocristales de plagioclasa, cuarzo, y óxidos. La mayoría de fenocristales de encuentran fragmentados.

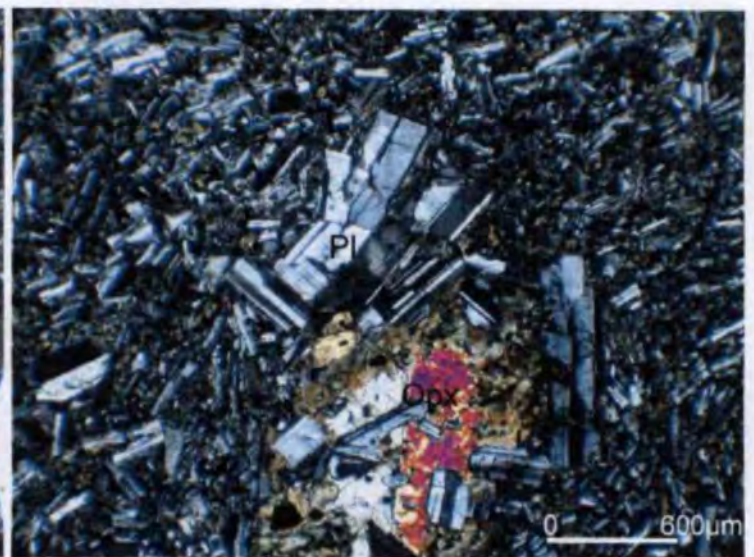


Fig. 7.2 - Muestra Ca 857

Lava andesítica del Sogopegan donde se distinguen fenocristales de plagioclasas, ortopiroxeno y óxidos. Esta roca presenta textura traquítica con abundantes microlitos en la matriz. Xenocristal de ortopiroxeno que reacciona con la matriz.

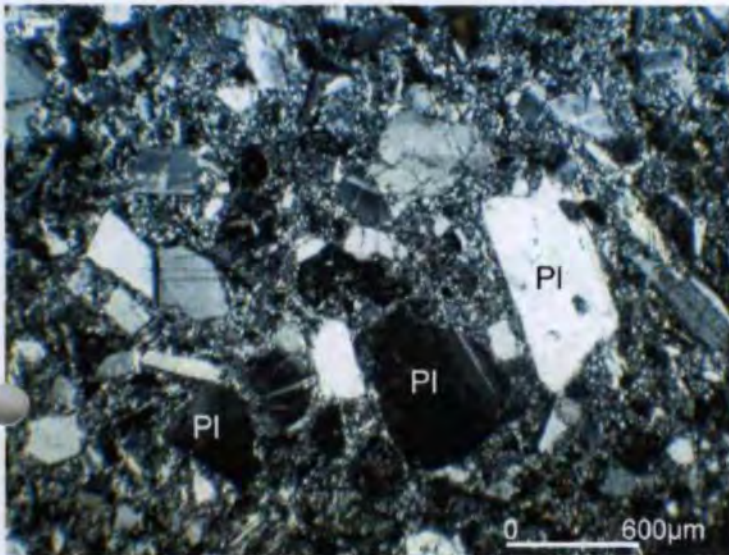


Fig. 7.3 - Muestra Ca 853

Toba andesítica de la Secuencia Sogopegan, donde se distinguen fenocristales de plagioclasa, cuarzo, y óxidos. La mayoría de fenocristales de encuentran fragmentados.

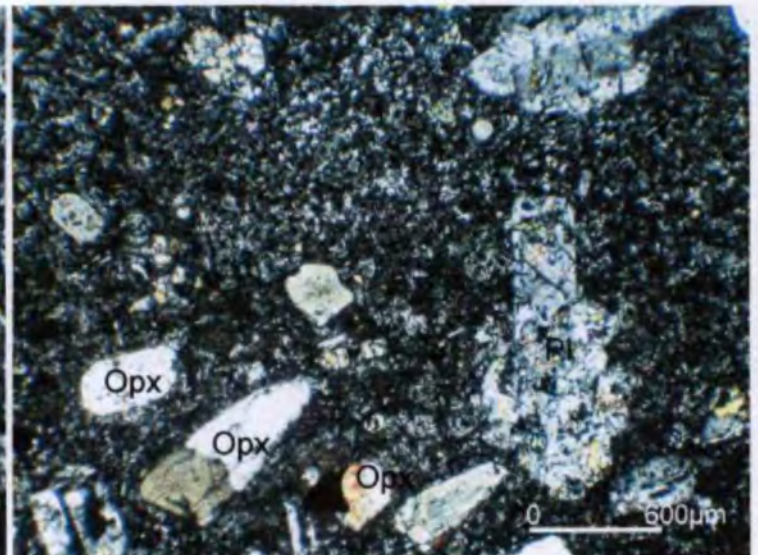


Fig. 7.4 - Muestra Ca 788

Lava andesítica del volcán Matala donde se distinguen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y óxidos, dentro de una matriz microlítica, donde predominan las plagioclasas.

FOTOS DE SECCIONES DELGADAS DE MUESTRAS DE ROCAS

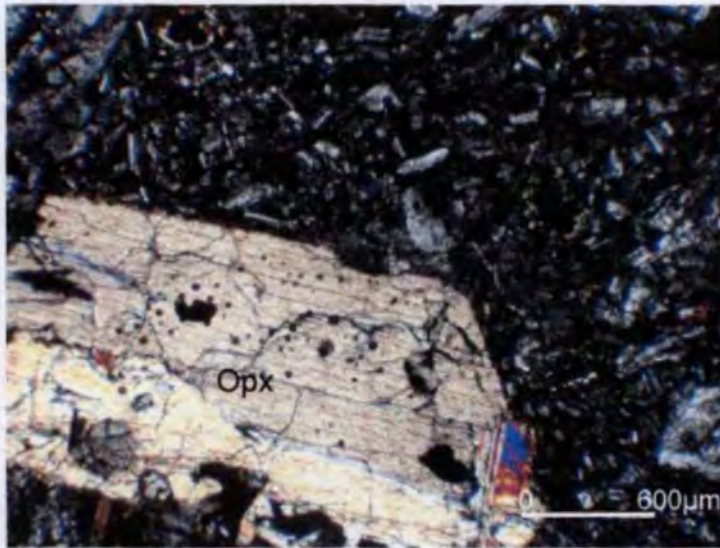


Fig. 7.5 - Muestra Ca 759

Lava andesítica del volcán Macón, donde se distinguen fenocristales de plagiocasa, ortopiroxeno, óxidos incluidos dentro de una matriz microlítica.

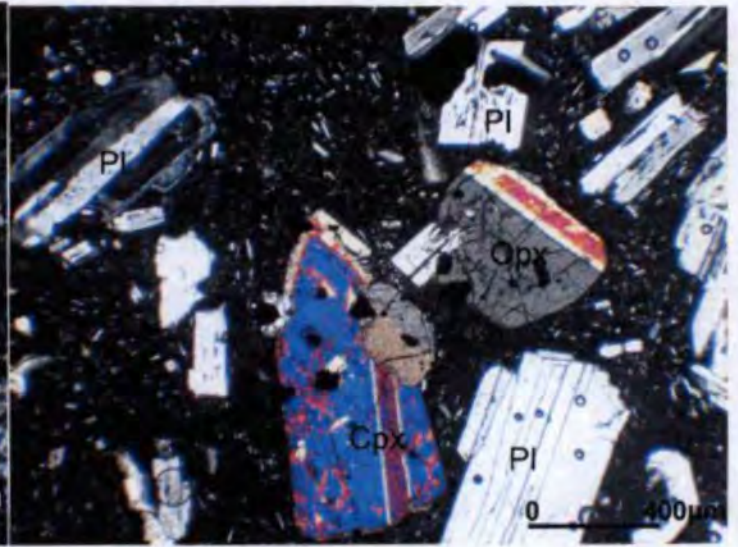


Fig. 7.6 - Muestra Ca 295

Lava andesítica del volcán San Pedro, donde se distinguen fenocristales de plagiocasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y óxidos incluidos dentro de una matriz afanítica vítrea.

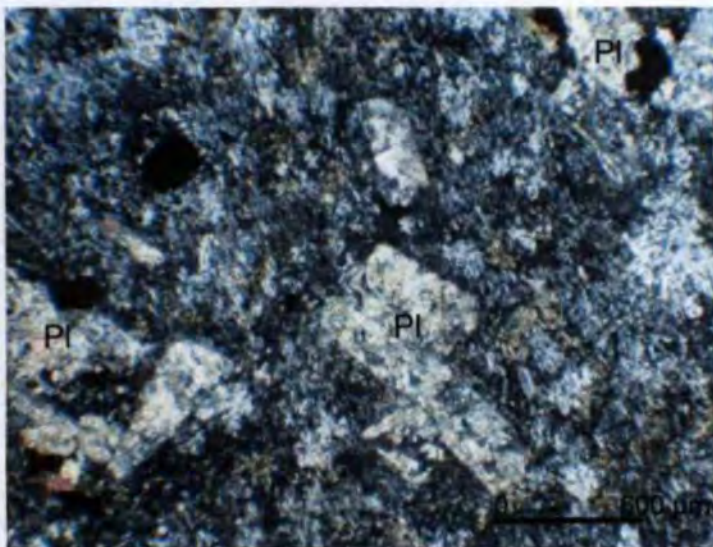


Fig. 7.7 - Muestra Ca 209

Muestra de lava andesítica del volcán San Pedro. Lava meteorizada donde se distinguen fenocristales de plagioclasas, piroxenos alterados incluidos dentro de una matriz microlítica.

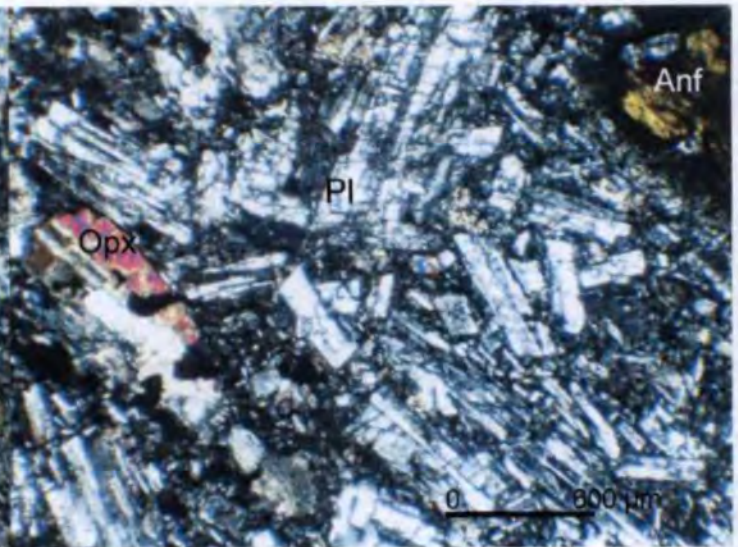


Fig. 7.8 - Muestra Ca 213

Muestra de lava andesítica del volcán San Pedro. Lava donde se distinguen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxenos y un fenocristal de anfíbol parcialmente desestabilizado en óxido.

FOTOS DE SECCIONES DELGADAS DE MUESTRAS DE ROCAS

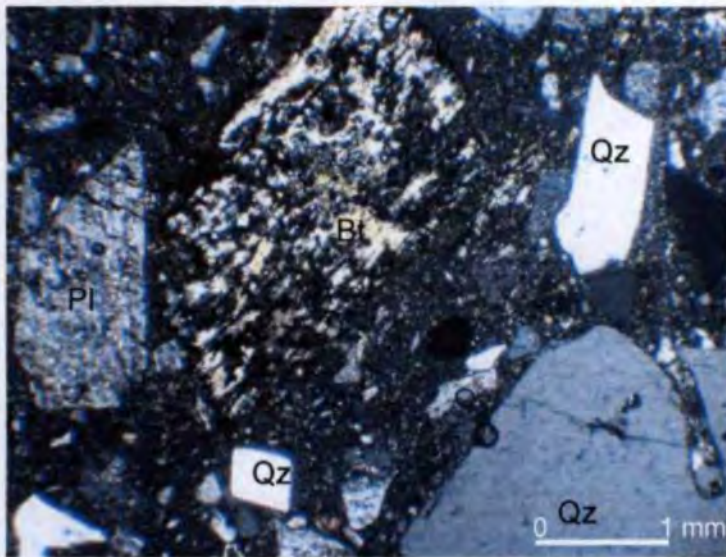


Fig. 7.9 - Muestra Ca 220

Flujo riolítico de la Caldera Carabamba, donde se distinguen fenocristales subhedrales y anhedrales de cuarzo, plagioclasa, óxidos y fenocristal de biotita alterado.

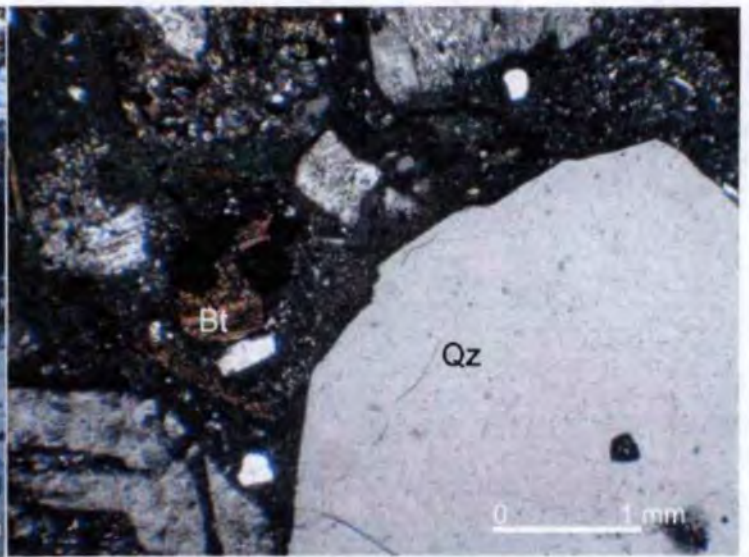


Fig. 7.10 - Muestra Ca 239

Flujo riolítico de la Caldera Carabamba, donde se distinguen fenocristales de formas subhedrales y anhedrales de cuarzo, plagioclasa, óxidos.

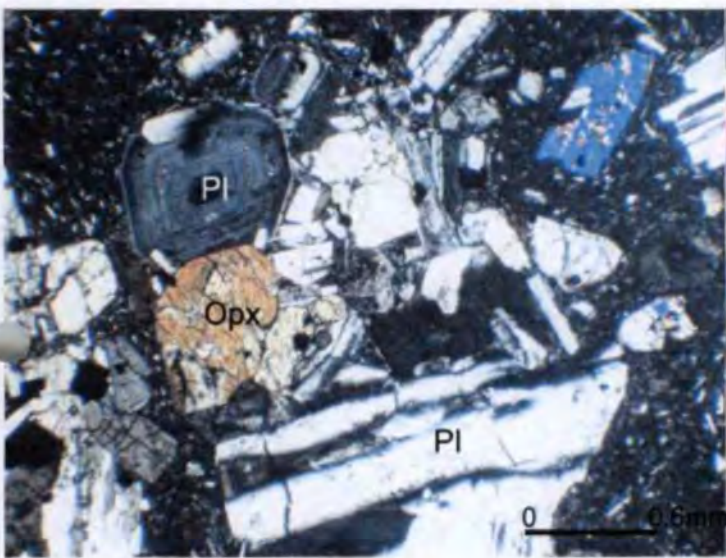


Fig. 7.11 - Muestra Ca 228

Lava andesítica de la Caldera Calamarca, donde se distinguen fenocristales de plagioclasa, óxidos y ortopiroxeno incluidos dentro de una matriz microlítica.

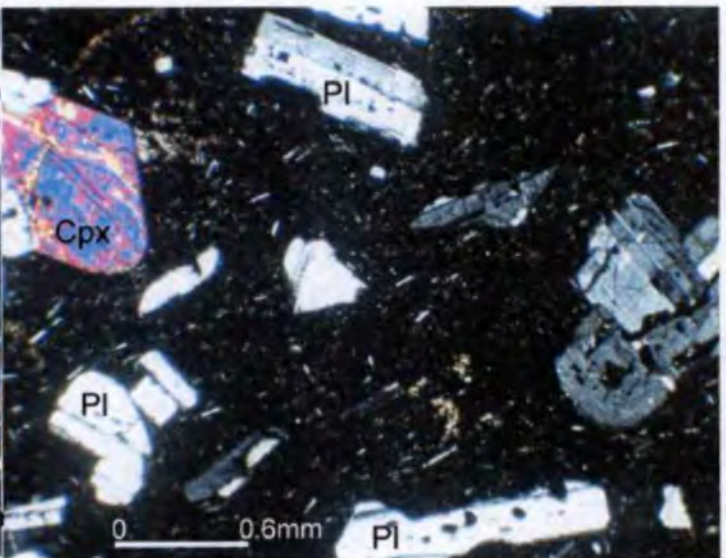


Fig. 7.12 - Muestra Ca 225

Lava andesítica de la Caldera Calamarca, donde se distinguen fenocristales de plagioclasas y ortopiroxeno incluidos dentro de una matriz microlítica vítrea.

FOTOS DE SECCIONES DELGADAS DE MUESTRAS DE ROCAS

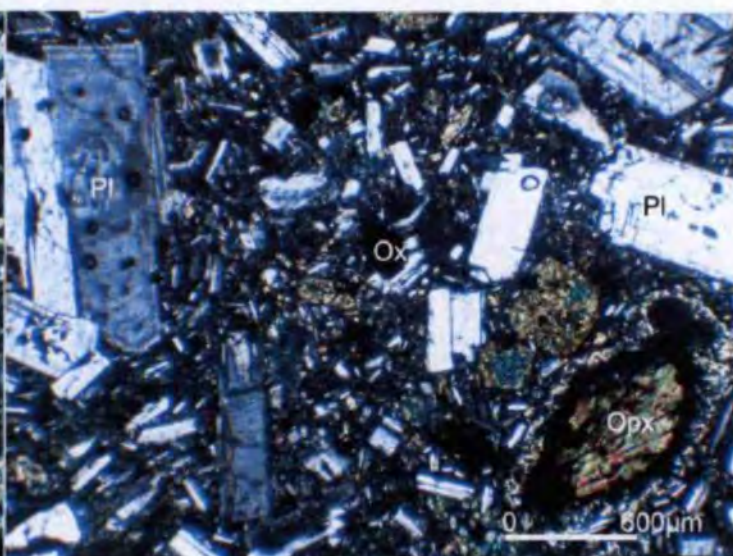
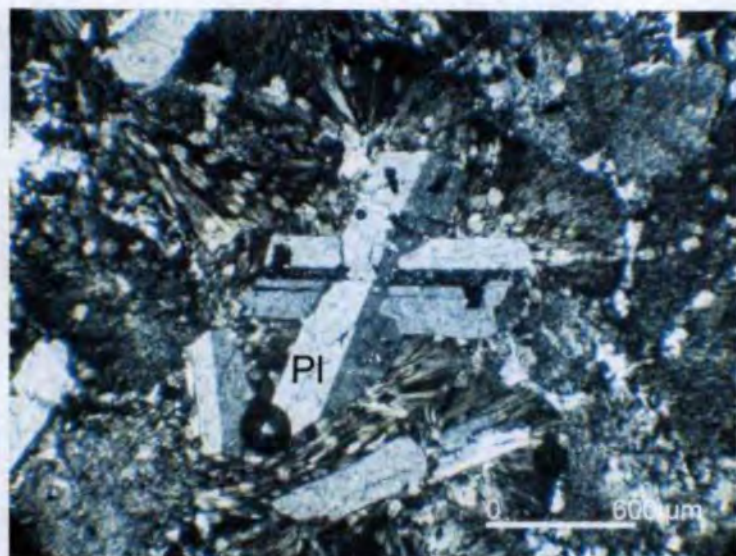


Fig. 13 - Muestra Ca 226

Fig. 7.14 - Muestra Ca 255

Toba andesítica de la Caldera Calamarca que presenta Lava andesítica del centro volcánico Cururupa fenocristales de plagioclasa, óxidos, y esferulitas donde se distinguen fenocristales de plagioclasas, incluidos dentro de una matriz vítrea donde abundan ortopiroxenos, anfíbol con bordes de óxidos. fenocristales fragmentados.

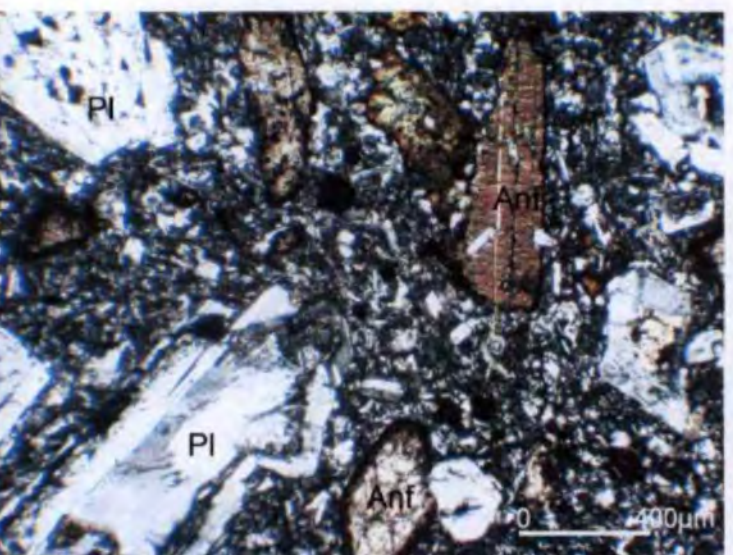
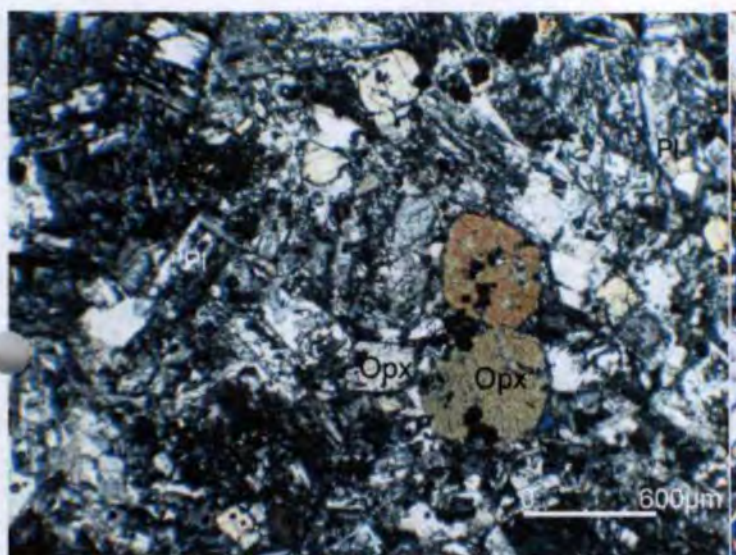


Fig. 7.15 - Muestra Ca 247

Fig. 7.16 - Muestra Ca 258

Lava andesítica del volcán Payhual-Paucar donde se distinguen fenocristales de plagioclasas, piroxenos y óxidos.

Lava andesítica del volcán Totorá donde se distinguen fenocristales de plagioclasas, anfíbol, piroxenos y óxidos. Esta roca presenta textura porfírica con abundantes microlitos en la matriz.

FOTOS DE SECCIONES DELGADAS DE MUESTRAS DE ROCAS

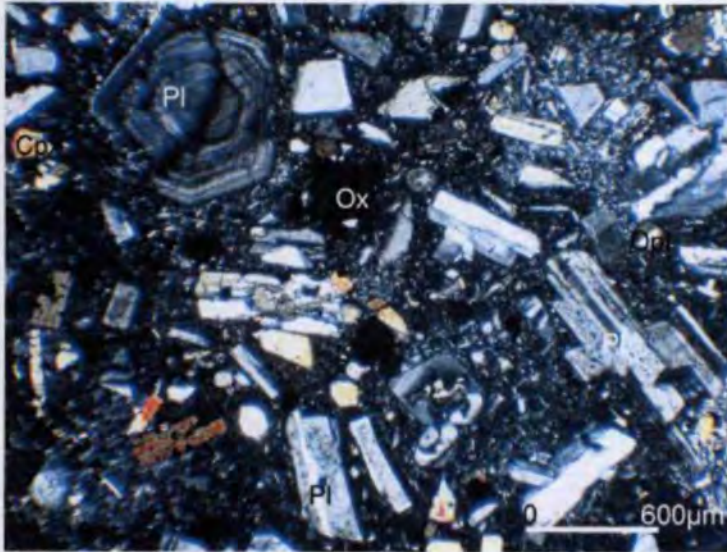


Fig. 7.17 - Muestra Ca 247

Lava andesítica de textura porfirítica del centro volcánico Totorá donde se distinguen fenocristales de plagioclasas, piroxenos y óxidos que miden menos de 200µm).

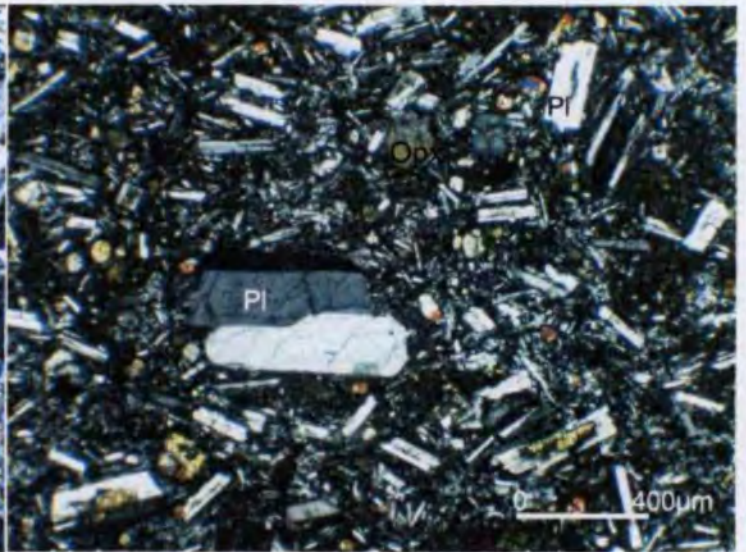


Fig. 7.18 - Muestra Ca 237

Lava andesítica de textura traquítica del centro volcánico Oromalqui donde se distinguen fenocristales de plagioclasas, piroxenos y óxidos.

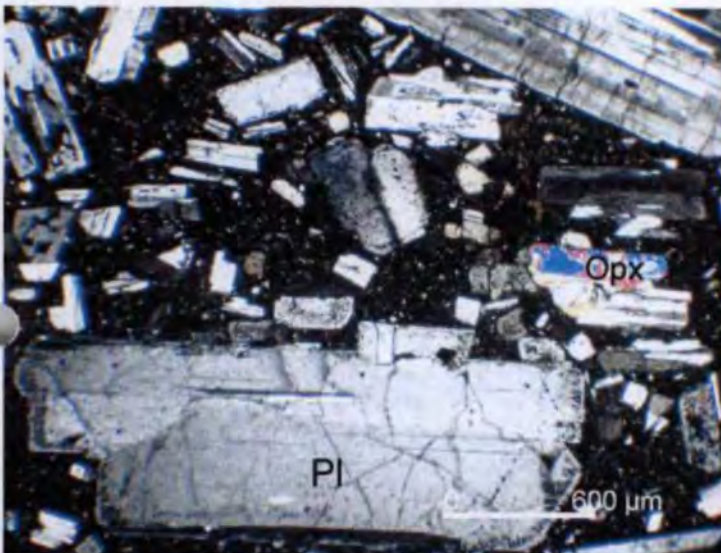


Fig. 7.19 - Muestra Ca 429

Muestra de lava andesítica del volcán Oromalqui. Se distinguen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxenos y óxidos dentro de una matriz microlítica.

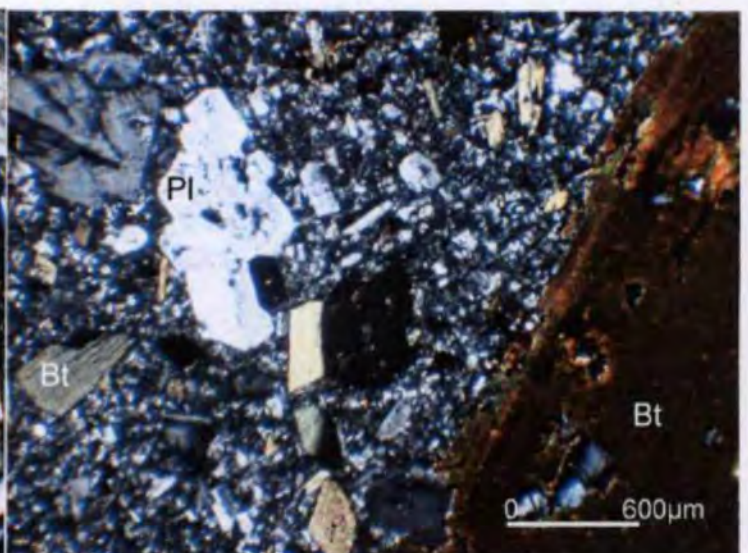


Fig. 7.20 - Muestra Ca 267

Roca subvolcánica donde se distinguen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, piroxenos y óxidos. Fenocristal de biotita de hasta 5 mm con inclusión de plagioclasa.

ANÁLISIS QUÍMICOS DE ROCAS

ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS: PROYECTO VOLCANISMO CENOZOICO (GRUPO CALIPUY)

N° Muestra	Ca 1	Ca 4	Ca 16	Ca 24	Ca 25	Ca 28	Ca 32	Ca 33	Ca 34	Ca 37	Ca 39	Ca 41	Ca 45	Ca 47
Codigo	To-1	To-2	Ta-1	Ta-2	Ta-3	Ta-4	Sv-1	Ang-1	Sv-2	Ques-1	Quiv-1	Cal-1	Ald-1	Ald-2
Ubicación	796409 9101642	800714 9089934	808729 9057146	815933 9074178	817840 9075878	821492 9082996	821602 9092974	821596 9089343	820510 9087754	810691 9113110	812600 9106732	793744 9088180	807401 9084198	807550 9077342
Centro Volcánico	Totora	Totora	Tablachaca	Tablachaca	Tablachaca	Tablachaca	Subvolcánico	Angasmarca	Subvolcánico	Quesquenda	Quiruvilca	Calamarca	Alto Dorado	Alto Dorado
SiO2	61.6	58.20	68.9	60.5	71.8	54.8	60.3	n.d.	60.4	61.1	54.3	52.4	56	54.9
TiO2	0.66	0.60	0.6	0.81	0.32	0.74	0.58	n.d.	0.52	0.53	0.75	1.7	0.75	0.88
Al2O3	16.2	18.70	15.10	15	11.4	14.3	15.8	n.d.	16	15.2	14.7	14.9	17.3	16.4
Fe2O3	2.52	5.31	3.68	5.53	3.72	6.49	4.78	n.d.	4.72	4.37	7.69	8.76	6.68	8.23
FeO	2.04													
MnO	0.14	0.11	0.12	0.14	0.06	0.06	0.15	n.d.	0.11	0.13	0.17	0.16	0.12	0.2
MgO	2.38	2.40	1.69	0.78	0.7	2.89	2.3	n.d.	1.53	1.87	4.65	4.02	3.51	2.2
CaO	7.29	6.90	3.73	4.54	1.53	3.22	7.01	n.d.	6.2	7.1	5.12	8.94	8.1	4.15
Na2O	3.35	4.00	3.70	4.4	2.06	5.26	4.43	n.d.	4.62	4.19	4.72	3.59	3.86	5.81
K2O	1.85	1.52	2.14	2.89	5.66	2.44	1.92	n.d.	2.35	2.27	1.63	1.76	1.58	2.59
P2O5	0.13													
H2O	0.63	0.39	0.24	0.49	0.46	0.33	0.91	n.d.	1.01	0.87	0.88	1.51	1.04	0.59
ppc	0.82	1.08	0.03	4.85	1.84	8.34	1.64	n.d.	2.33	2.28	5.33	1.32	0.8	3.83
LOI														
TOTAL	99.61	99.21	99.92	99.93	99.55	98.87	99.82	n.d.	99.79	99.91	99.94	99.06	99.74	99.78
ppm														
Rb	55.2	26	113	85.9		62	52.1	60.4	53				29	58
Sr	562.9	722	303	476		241	567.0	633.0	563				771	335
Ba	561	554	745	855		238	684	859	698				519	1446
Sc	12		12	12					8					
V	109		61	104			97	92	94					
Cr	22	42	88	32		49			40				61	39
Co	12.4	18	5.1	8.8		20	10.7	8.8	9.9				22	20
Ni	9	16	38	13		19	17	29	17				16	14
Zr	113.1		162	197			79.8	111.0	89.7					
Y	14.3		23.9	28			11.8	15.1	11					
Nb	6		11	10			6	7	6					
Cs	9.2		10	12.5			1.7	5.8	2.4					
La	21.5		26.4	30.5			17.9	19.8	22.6					
Ce	43.3		54.2	59.2			34.1	33.8	39.7					
Pr	5.33		6.47	7.22			4.09	4.49	4.96					
Nd	20.3		24.8	27.9			16.9	19.3	18.7					
Sm	4.2		5	5.6			3.3	3.6	3.7					
Eu	1.15		1.29	1.62			0.97	1.11	1.03					
Gd	3.75		5.4	6.26			3.07	3.74	2.84					
Tb	0.54		0.82	0.98			0.42	0.5	0.42					
Dy	2.73		4.38	5.34			2.07	2.45	1.93					
Ho	0.52		0.89	1.1			0.43	0.49	0.42					
Er	1.54		2.71	3.09			1.28	1.46	1.12					
Tm	0.19		0.37	0.46			0.19	0.22	0.16					
Yb	1.5		2.8	3.3			1.3	1.5	1.1					
Lu	0.24		0.35	0.57			0.20	0.24	0.22					
Ga	18		14	16			16	17	20					
Hf	4		5	5			3	4	3					
Ta	0.5		0.7	0.8			<0.5	<0.5	0.5					
Th	6.7		11.8	11.9			6.1	5.8	4.9					
n.d.	No determinado													

JCP-MS

Nº Muestra	Ca 49	Ca 51	Ca 55	Ca 56	Ca 58	Ca 59	Ca 60	Ca 61	Ca 63	Ca 64	Ca 67	Ca 70	Ca 71	Ca 81
Código	Ta-5	Ba-1	Sv-3	Ald-3	Ald-4	To-3	To-4	To-5	To-6	To-7	Orm-1	Salp-1	Ba-2	Orm-2
Ubicación	812971 9074424	792296 9066362	808173 9074480	807574 9077324	804072 9077120	811569 9100474	805995 9097696	797393 9103804	798219 9106584	797667 9107656	778160 9106214	765601 9122256	787147 9063002	773453 9112930
Unidad	Tablechaca	Batolito	Subvolcánico	Alto Dorado	Alto Dorado	Totora	Totora	Totora	Totora	Totora	accha-Oromalo	Salpo	Batolito	accha-Oromalo
SIO2	63.1	64.9	57.4	n.d.	n.d.	55.2	56.5	54.7	58.5	56.9	52.5	n.d.	62.9	57.7
TIO2	0.68	0.63	0.9	n.d.	n.d.	0.57	0.71	0.68	0.61	0.77	0.82	n.d.	0.83	0.8
Al2O3	13.3	14.9	14.7	n.d.	n.d.	16.8	16.6	17.7	16	17.5	16.9	n.d.	14.7	17.7
Fe2O3	4.18	5.28	7.12	n.d.	n.d.	6.88	6.17	5.68	5.48	6.96	8.26	n.d.	5.97	7.20
FeO														
MnO	0.2	0.14	0.17	n.d.	n.d.	0.11	0.17	0.14	0.12	0.2	0.15	n.d.	0.14	0.17
MgO	0.86	2.03	3.19	n.d.	n.d.	4.71	3.06	2.18	2.51	3.37	4.15	n.d.	2.77	3.01
CaO	4.18	4.5	6.1	n.d.	n.d.	4.1	6.5	6.45	6.11	7.1	9	n.d.	5.1	7
Na2O	5.09	3.18	4.77	n.d.	n.d.	3.51	2.95	3.29	3.79	3.82	2.92	n.d.	3.22	3.59
K2O	2.39	3.12	1.47	n.d.	n.d.	1.55	1.7	2	1.91	1.37	0.97	n.d.	3.06	1.06
P2O5														
H2O	0.72	0.2	0.41	n.d.	n.d.	1.61	0.85	0.7	0.94	0.69	1.28	n.d.	0.11	0.4
ppc	3.66	0.44	2.55	n.d.	n.d.	4.84	3.61	5.31	1.93	0.73	0.87	n.d.	0.23	1.24
LOI														
TOTAL	96.36	99.32	98.78	n.d.	n.d.	99.88	98.82	98.83	99.90	99.41	99.84	n.d.	99.03	99.87
ppm														
Rb	52.0	129	38.4	25.9	30.2	52	35	70	53.1	26	20	70.0	125.0	89.7
Sr	112.0	263	599	767.0	628.0	593	625	536	567	792	339	306.0	221.0	356.9
Ba	362	589	639	599	779	507	530	505	631	472	509	489	450	496
Sc			11							12				20
V	23		115	115	125					122		179		124
Cr		69	16			41	73	43	34	81	64		66	28
Co	2.1	18	13.9	12.2	10.7	22	16	16	13.5	23	29	18.4	22	18.5
Ni	15	17	17	18	14	5	19	<5	22	20	16	24	22	17
Zr	252.0		54.1	103.0	86.2				107			156.0		150.3
Y	35.4		12.7	16.0	14.7				14.4			25.0		25.6
Nb	13		4	8	7				5			7		7
Cs	1.9		0.7	1.0	0.4				1.2			2.1		7.2
La	25.3		19.2	16.7	17.0				22.1			18.8		21.2
Ce	51.7		37.1	35.3	34.1				42.9			38.8		43.7
Pr	6.60		4.74	4.62	4.34				5.3			4.88		5.54
Nd	28.0		18.2	20.1	18.4				20.5			21.1		21.6
Sm	6.3		3.5	3.9	3.9				3.8			4.7		5
Eu	1.96		1.21	1.29	1.24				1.16			1.05		1.3
Gd	6.3		3.75	3.83	3.62				3.66			4.94		5
Tb	1.01		0.5	0.56	0.51				0.51			0.77		0.6
Dy	5.98		2.62	2.86	2.75				2.8			4.23		4.39
Ho	1.31		0.47	0.57	0.55				0.56			0.92		0.92
Er	4.00		1.37	1.79	1.72				1.54			2.91		2.84
Tm	0.61		0.16	0.24	0.23				0.22			0.43		0.34
Yb	4.3		1.4	1.7	1.6				1.6			2.9		2.6
Lu	0.63		0.2	0.26	0.24				0.26			0.42		0.41
Ga	14		18	19	18				16			16		15
Hf	7		2	3	3				3			5		4
Ta	0.8		<0.5	<0.5	<0.5				<0.5			<0.5		0.6
Th	11.6		2.8	3.4	3.0				6.2			10.8		9.7
n.d.	No determinado													

N° Muestra	Ca 85	Ca 89	Ca 92	Ca 101	Ca 102	Ca 104	Ca 105	Ca 106	Ca 109	Ca 112	Ca 117	Ca 118	Ca 124	Ca 129
Código	Orm-3	Orm-4	Orm-5	Orm-6	Orm-7	Orm-8	Orm-9	Cal-2	Cal-3	To-8	Ald-5	Ald-6	Sv-4	Ald-7
Ubicación	776057 9104714	777945 9105834	778046 9102556	781013 9106014	781776 9109800	785375 9109432	785471 9107899	787404 9099664	787616 9103728	802089 9105418	804404 9086986	807900 9087260	799364 9063092	805589 9071314
Unidad	accha-Oromalq	accha-Oromalq	accha-Oromalq	accha-Oromalq	accha-Oromalq	accha-Oromalq	accha-Oromalq	Calamarca	Calamarca	Tolora	Alto Dorado	Alto Dorado	Subvolcánico	Alto Dorado
SIO2	57	n.d.	56.2	66.8	62.6	58.5	50.8	n.d.	57.3	57.2	54.1	56.5	n.d.	53.5
TIO2	0.65	n.d.	0.8	0.81	0.8	1.02	0.94	n.d.	1.1	0.73	0.76	0.62	n.d.	0.83
Al2O3	16.6	n.d.	16.9	14.8	16.9	17.9	18.1	n.d.	16.1	17.3	17.9	16.9	n.d.	16
Fe2O3	6.15	n.d.	7.88	4.27	5.50	6.46	9.25	n.d.	8.55	6.64	7.38	6.08	n.d.	8.02
FeO														
MnO	0.16	n.d.	0.18	0.29	0.15	0.18	0.17	n.d.	0.18	0.2	0.13	0.19	n.d.	0.24
MgO	3.16	n.d.	3.68	0.31	1.4	1.2	4.82	n.d.	2.97	3.4	3.3	2.83	n.d.	4.7
CaO	5.8	n.d.	7.73	3.14	3.7	4.81	9.83	n.d.	6.56	6.75	7.81	6	n.d.	7.84
Na2O	3.59	n.d.	2.92	3.45	4.49	3.63	2.81	n.d.	3.84	3.62	3.6	3.51	n.d.	2.83
K2O	2.09	n.d.	1.16	3.32	1.9	2.41	0.99	n.d.	1.94	1.7	1.24	1.61	n.d.	0.56
P2O5														
H2O	0.66	n.d.	0.43	0.4	0.66	0.56	0.58	n.d.	0.6	0.8	1.22	0.69	n.d.	0.45
ppc	3.43	n.d.	1.23	1.5	1.76	2.55	1.53	n.d.	0.77	0.62	1	3.89	n.d.	3.85
LOI														
TOTAL	99.29	n.d.	98.11	99.09	99.86	99.22	99.82	n.d.	99.93	98.96	98.46	98.82	n.d.	98.82
ppm														
Rb	55	34.9	53.9	82	26	35	22.2	31.9	56.4	33	32.5	35.5	47.2	8
Sr	301	443.0	451.0	183	229.0	271	456	468.0	423	596	720.0	682.0	522.0	402
Ba	569	293	434	757	548	623	323	374	593	530	556	657	694	644
Sc							28		26					
V		238	182				243	167	232		113	113	92	
Cr	96			76	45	26	89		21	44				172
Co	23	25.0	22.0	14	5.0	13	15	16.0	22	21	12.8	11.4	13.1	34
Ni	39	32	32	21	4.5	4.5	41	15	19	4.5	29	17	15	66
Zr		80.1	96.6				85	88.9	177		97.2	94.0	118.0	
Y		17.4	18.1				19.1	23.3	35.2		14.1	12.5	12.8	
Nb		4	6				4	5	8		7	6	5	
Cs		9.5	3.1				7.4	1.3	1.5		0.6	0.7	0.8	
La		10.9	17.0				13.4	12.9	27		17.3	18.0	15.2	
Ce		21.8	34.8				28.8	27.1	58.6		33.4	34.4	29.3	
Pr		2.93	4.49				3.85	3.65	7.95		4.15	4.14	3.60	
Nd		13.1	18.7				16.4	17.1	33.4		17.6	16.9	14.9	
Sm		3.0	4.0				3.8	3.9	7.4		3.4	3.2	3.0	
Eu		0.94	1.1				1.21	1.31	1.95		1.11	1.04	0.95	
Gd		3.30	3.84				4.21	4.43	8.27		3.31	3.02	3.08	
Tb		0.53	0.57				0.64	0.72	1.22		0.48	0.46	0.46	
Dy		2.96	3.72				3.79	4.1	7.14		2.42	2.22	2.32	
Ho		0.64	0.7				0.75	0.89	1.41		0.52	0.48	0.47	
Er		2.04	2.15				2.12	2.8	3.93		1.44	1.39	1.40	
Tm		0.28	0.30				0.3	0.37	0.56		0.22	0.21	0.20	
Yb		1.9	2				2.1	2.6	3.8		1.5	1.4	1.5	
Lu		0.27	0.3				0.3	0.38	0.54		0.24	0.22	0.22	
Ga		16	16				17	17	19		18	16	16	
Hf		3	3				3	3	5		3	3	4	
Ta		<0.5	0.5				<0.5	<0.5	0.8		<0.5	<0.5	<0.5	
Th		3.7	5.7				3.1	3.4	8		3.5	4.5	4.9	
n.d.	No determinado													

N° Muestra	Ca 142	Ca 145	Ca 147	Ca 151	Ca 153	Ca 154	Ca 157	Ca 159	Ca 162	Ca 166	Ca 167	Ca 170	Ca 175	Ca 177
Código	Ald-8	Ald-9	Sv-5	Sv-6	Sv-7	Quiv-2	Do-1	Quiv-3	Sv-8	Ba-3	Sv-9	Sv-10	Cur-1	Cal-4
Ubicación	796494 9071826	802981 9076024	808182 9074476	784277 9114916	792483 9114210	799078 9115698	810687 9113544	799122 9112648	823105 9111462	822912 9101950	822192 9105440	820586 9088186	799514 9092022	792693 9085038
Unidad	Alto Dorado	Alto Dorado	Subvolcánico	Subvolcánico	Subvolcánico	Quiruvilca	Domo	Quiruvilca	Subvolcánico	Batolito	Subvolcánico	Subvolcánico	Cururupa	Caíamarca
SiO2	65.5	57.5	57.1	53.6	54.8	n.d.	61.4	55.8	58.6	n.d.	57.5	60	57.4	50.6
TiO2	0.52	0.73	0.78	0.8	0.47	n.d.	0.43	0.56	0.63	n.d.	0.47	0.58	0.7	0.98
Al2O3	14.9	17.8	17.4	16.2	17.2	n.d.	17.9	17.1	17.6	n.d.	16.6	16.1	16.1	14.7
Fe2O3	5.26	7.77	7.19	8.78	5.17	n.d.	4.11	8.25	5.83	n.d.	4.99	3.91	5.99	7.33
FeO												1.03		
MnO	0.19	0.29	0.17	0.18	0.14	n.d.	0.1	0.15	0.15	n.d.	0.13	0.1	0.11	0.23
MgO	2.07	2.77	3.08	3.4	1.4	n.d.	1.62	2.29	2.34	n.d.	2.25	1.9	2.1	2.99
CaO	3.8	5.94	5.2	6.55	5.72	n.d.	5.6	6.19	6.19	n.d.	5.4	6.3	7.37	11.2
Na2O	3.07	3.21	4.81	2.81	3.02	n.d.	4	3.9	3.53	n.d.	3.12	3.94	3.82	3.41
K2O	3.53	0.76	1.55	1.46	2.23	n.d.	2.09	1.96	1.92	n.d.	2.1	2.12	1.45	1.92
P2O5												0.32		
H2O	0.21	0.24	0.23	0.82	1.64	n.d.	0.47	0.6	0.88	n.d.	0.51	1.34	0.61	1.24
ppc	0.67	2.23	2.12	4.55	7.86	n.d.	1.29	3.1	2.16	n.d.	6.74	2.25	2.3	3.57
LOI														
TOTAL	99.72	99.24	99.63	99.15	99.65	n.d.	99.01	99.90	99.83	n.d.	99.81	99.89	99.95	98.17
Rb	88	13	39.5	29	57	60.1	73.2	70.3	57	40.6	99.0	56.2	30.7	37
Sr	309	586	521.0	433	277	760.0	586.0	585.0	555	438.0	842.0	604.7	735	521
Ba	779	357	554	396	404	663	710	812	550	545	1780	695	631	913
Sc												10	15	
V			119			138	92	96		114	83	87	245	
Cr	55	39		18	15				29			25	37	184
Co	18	16	13.4	25	17	13.3	9.2	9.7	15	15.2	8.4	10.2	17.3	23
Ni	15	5	17	7	< 5	21	16	20	8	18	14	10	25	60
Zr			93.8			103.0	108.0	115.0		79.1	116.0	67.3	83.8	
Y			12.3			11.8	12.5	13.9		12.8	34.8	18.6	11.2	
Nb			7			6	7	7		5	9	6	9	
Cs			0.7			1.1	3.7	2.2		4.3	5.2	1.6	1.5	
La			16.0			19.6	20.2	21.4		12.9	30.5	25.2	19.1	
Ce			31.2			38.4	39.3	42.0		25.1	42.6	44.6	35.5	
Pr			3.89			4.81	4.64	5.25		3.16	6.68	5.77	4.34	
Nd			16.3			20.3	19.8	21.9		13.4	28.2	22.8	17	
Sm			3.4			3.9	3.8	3.9		3.0	5.7	4.6	3.2	
Eu			1.03			1.11	1.03	1.18		1.03	1.66	1.21	1.13	
Gd			3.13			3.37	3.33	3.55		3.04	6.31	4.48	3.35	
Tb			0.44			0.48	0.44	0.50		0.48	0.85	0.64	0.44	
Dy			2.31			2.33	2.27	2.44		2.39	4.23	3.26	2.22	
Ho			0.45			0.44	0.45	0.49		0.48	0.90	0.66	0.41	
Er			1.38			1.31	1.27	1.53		1.37	2.64	1.88	1.22	
Tm			0.19			0.16	0.19	0.21		0.21	0.32	0.23	0.17	
Yb			1.4			1.2	1.4	1.5		1.4	2.0	1.6	1.2	
Lu			0.19			0.17	0.21	0.23		0.22	0.29	0.27	0.16	
Ga			16			17	17	17		15	17	18	18	
Hf			3			3	3	4		3	4	2	2	
Ta			<0.5			<0.5	<0.5	<0.5		<0.5	0.5	0.5	<0.5	
Th			3.8			5.5	6.9	6.8		3.2	6.8	4.9	3.8	
n.d.	No determinado													

N° Muestra	Ca 180	Ca 185	Ca 199	Ca 202	Ca 209	Ca 212	Ca 215	Ca 220	Ca 221	Ca 225	Ca 228	Ca 232	Ca 234	Ca 246
Código	Cal-5	Spe-1	Spe-2	Sv-11	Spe-3	Spe-4	Spe-5	Cal-6	Cal-7	Cal-8	Cal-9	Orm-10	Car - 1	Quiv-4
Ubicación	781132 9085301	778663 9077882	784817 9085390	785960 9073319	778207 9077804	782136 9090221	778964 9092738	774728 9092179	777397 9093163	792908 9089310	784431 9088692	780324 9098542	783255 9100968	784194 9115002
Unidad	San Pedro	San Pedro	San Pedro	Subvolcánico	San Pedro	San Pedro	San Pedro	Calamarca	Calamarca	Calamarca	Calamarca	Accha-Cromo	Carabamba	Payhual
SiO2	61.7	n.d.	56.5	67.33	62.88	55.5	57.1	69.07	58.68	56.9	55.3	56.9	69.84	54.29
TiO2	0.76	n.d.	0.71	0.54	0.97	0.7	0.7	0.39	0.68	1.12	0.6	0.59	0.36	0.67
Al2O3	15	n.d.	17.9	14.3	14.49	19.2	17.2	14.74	16.65	17.5	16.8	17.5	14.35	17.1
Fe2O3	4.77	n.d.	7.02	4.66	5.59	5.88	5.00	3.91	6.82	6.74	7.91	5.95	3.76	7.72
FeO														
MnO	0.14	n.d.	0.18	0.07	0.17	0.14	0.18	0.09	0.15	0.16	0.2	0.17	0.08	0.15
MgO	0.7	n.d.	2.98	1.12	0.85	1.87	2.77	0.97	2.63	1.88	4.28	2.92	0.99	3.32
CaO	4.32	n.d.	7.13	2.91	4.72	9.4	5.56	2.69	5.73	8.03	8.44	6.59	3.16	6.97
Na2O	4.31	n.d.	3.44	3.36	3.1	3.05	3.43	4.21	3.3	3.23	2.76	3.63	3.51	2.89
K2O	2.55	n.d.	1.18	4.12	3.07	0.36	1.42	2.64	1.76	0.72	1.38	1.38	2.51	1.17
P2O5				0.1	0.27			0.09	0.14				0.09	0.18
H2O	0.47	n.d.	0.13			0.12	0.75			0.63	0.62	0.32		
ppc	3.73	n.d.	2.81			3.66	6.44			2.95	1.87	2.43		
LOI				0.8	2.8			1.2	2.1				1.05	5.3
TOTAL	98.45	n.d.	99.98	99.31	98.91	99.88	100.55	100.00	98.64	99.86	99.96	98.38	99.70	99.78
Rb	44	64.4	3.7	190	113	26.4	32.3	83.5	40.8	33.5	4.2	33.1	86.9	37.3
Sr	201	367.0	639	178.0	200	609	325	236	332	550	1050	454	245	451
Ba	774	958	552	691	717	375	451	699	503	639	427	462	642	365
Sc			18			17	18			21	22	18		
V		84	179	59	45	124	126	46	129	165	168	159	45	146
Cr	25		31			29	19			19	49	21		
Co	10	8.4	21.1	6.1	3.9	15.3	10.3	4.9	13.6	12.4	19.5	17.7	4.9	16.4
Ni	< 5	17	20	42	10	22	15	32	12	13	27	18	34	14
Zr		209.0	90.2	210	174	68.4	104	115	107	205	119	88	111	85.7
Y		36.3	16.6	26	36.8	18.2	23.8	16	21.9	30.5	22.7	19.4	14.8	15.4
Nb		10	4	10	9	4	4	6	9	9	4	4	6	6
Cs		5.6	0.6	5.6	9	1.2	1.3	2	0.4	7.9	4.3	0.4	2	7.7
La		26.0	17	28.1	24.3	12.3	15.6	21.1	17.1	27.5	14.6	14.7	19.2	13.9
Ce		52.9	34	55.7	51.3	26	32.7	37.9	34.5	54	31.3	30.2	35.7	27.3
Pr		6.81	4.28	6.2	6.26	3.47	4.18	3.88	4.03	6.78	4.15	3.84	3.81	3.42
Nd		29.5	17.2	25.7	28.7	14.8	17.5	15.3	18	27.7	17.7	15.3	14.8	15.2
Sm		6.6	3.6	4.9	5.8	3.3	3.9	2.7	3.5	5.8	3.9	3.3	2.8	3.2
Eu		1.59	1.28	0.86	1.58	1.17	1.27	0.71	1.06	1.84	1.2	1.14	0.66	0.93
Gd		6.94	4.21	4.31	6.12	3.74	4.64	2.52	3.54	6.61	4.6	3.81	2.35	2.83
Tb		1.07	0.63	0.71	0.99	0.59	0.72	0.41	0.57	1	0.75	0.58	0.38	0.45
Dy		6.20	3.23	3.97	5.65	3.31	4.38	2.48	3.41	5.62	4.21	3.46	2.3	2.54
Ho		1.29	0.64	0.92	1.35	0.66	0.89	0.57	0.79	1.17	0.87	0.73	0.53	0.57
Er		4.07	1.78	2.69	3.95	2.06	2.65	1.85	2.4	3.55	2.59	2.23	1.58	1.56
Tm		0.57	0.25	0.38	0.54	0.28	0.39	0.23	0.34	0.51	0.37	0.3	0.22	0.21
Yb		4.0	1.8	2.8	3.9	2.1	2.8	1.9	2.6	3.5	2.6	2.4	1.8	1.6
Lu		0.58	0.26	0.39	0.54	0.36	0.44	0.29	0.38	0.52	0.4	0.36	0.26	0.24
Ga		15	17	13	15	17	13	13	14	18	16	15	13	16
Hf		6	3	7	5	2	3	3	3	5	3	2	3	3
Ta		<0.5	<0.5	0.9	0.6	<0.5	<0.5	0.6	0.8	1	<0.5	<0.5	0.5	<0.5
Th		8.6	5.5	7.9	7	3.2	4.9	9	5	9.4	4.5	4.1	8.3	3.5
n.d.	No determinado													

N° Muestra	Ca 247	Ca 251	Ca 255	Ca 258	Ca 267	Ca 271	Ca 283	Ca 284	Ca 292	Ca 295	Ca-343	Ca 347	Ca 357	Ca 358
Codigo	To-9	Ald-10	Cur-2	To-10	Sv-12	Sv-13	Ba-4	Spe-6	Ta-6	Spe-7	Ta-7	DI-1	Ques-2	Ques-3
Ubicación	800774 9098904	800581 9081078	801742 9089804	805120 9103968	825589 9102686	820362 9109984	806478 9044168	775550 9075056	817564 9079065	774827 9074694	808570 9056830	822842 9082780	809170 9117810	807754 9117612
Unidad	Totora	Alto Dorado	Cururupa	Totora	Subvolcánica	Subvolcánica	Batolito	San Pedro	Tablachaca	San Pedro	Tablachaca	Dique	Quesquenda	Quesquenda
SiO2	60.24	52.1	n.d.	61.4	62.31	58.52	n.d.	66.91	68.04	67.63	73.3	68.4	59.1	56.8
TiO2	0.74	0.92	n.d.	0.54	0.74	0.59	n.d.	0.6	0.51	0.59	0.39	0.38	0.58	0.78
Al2O3	17.62	16.1	n.d.	16.1	17.23	17.15	n.d.	15.28	15.33	15.47	12.4	14.9	18	17.1
Fe2O3	6.51	7.22	n.d.	4.36	5.01	6.45	n.d.	4.34	3.96	4.16	0.69	1.47	3.46	3.14
FeO											2.64	1.08	1.95	4.35
MnO	0.09	0.18	n.d.	0.15	0.07	0.12	n.d.	0.11	0.06	0.1	0.14	0.06	0.15	0.2
MgO	2.04	2.93	n.d.	2.64	1.84	2.5	n.d.	1.07	0.58	0.96	1.72	0.67	2.18	3.77
CaO	6.77	9.6	n.d.	4.53	4.59	6.21	n.d.	3.39	2.27	3.6	2.51	2.38	6.01	8.29
Na2O	3.78	4.75	n.d.	3.8	4.81	3.32	n.d.	4.53	4.42	4.29	3.97	4.23	3.76	2.55
K2O	1.62	1.38	n.d.	2.14	2.41	2.11	n.d.	2.68	3.01	2.64	1.24	3.02	1.65	0.24
P2O5	0.23				0.25	0.2	n.d.	0.14	0.11	0.14	0.09	0.12	0.28	0.29
H2O		0.23	n.d.	0.6							0.18	0.84	1.02	0.28
ppc		2.53	n.d.	3.7							0.71	1.8	1.82	1.98
LOI	0.55				0.45	2.3	n.d.	0.7	1.75	0.4				
TOTAL	100.19	99.94	n.d.	99.96	99.31	99.47	n.d.	99.75	100.04	99.98	99.98	99.15	99.96	99.77
Rb	39.3	27.6	58.3	74.6	65.3	82.3	127	73.5	82.3	85.3	102.9	108.4	73.4	6
Sr	640	844	571	373	717	459	237	270	203	271	276.9	516.1	533.3	607
Ba	586	632	635	603	703	594	607	691	769	661	353	1075	658	319
Sc		17									10	5	10	
V	139	240	156	81	111	99	116	52	20	50	51	25	80	202
Cr		26									51	22	33	74
Co	13.3	19.9	17.1	7.8	8.4	11.6	12.9	4.9	2.8	4.6	2.4	1.6	9.2	21
Ni	32	34	22	30	14	37	23	28	11	25	15	5	6	20
Zr	86.4	73.1	78.8	84.2	121	99.3	220	201	247	210	171.6	129.5	95.3	
Y	11.3	13.8	17.5	12.7	12.7	15	25.8	29.6	36.2	28.8	20.2	8.9	13	
Nb	6	3	5	9	10	9	8	7	11	9	11	7	7	
Cs	0.8	0.5	0.8	2.7	1.7	3.4	6.5	1.6	11.6	1.3	8.8	1.1	1.9	
La	20.7	14.1	18.3	19.1	27.1	19.3	21.7	21.5	27	22.4	33.4	25.1	22.8	
Ce	38.2	29.1	34.2	35.5	53.1	37.5	44.6	43.5	52.3	45.9	68.1	50.6	44.4	
Pr	4.34	3.89	4.29	4.04	6.29	4.32	5.23	5.27	6.25	5.63	8.02	6.02	5.39	
Nd	18.4	16.2	19.7	16.6	27.4	18.8	22.5	23.7	27.6	24.8	29.8	22.2	21.5	
Sm	3.4	3.6	3.7	2.8	4.5	3.4	4.3	4.7	5.6	5	6.2	4.1	4.2	
Eu	1.03	1.26	1.13	0.81	1.19	0.98	0.81	1.17	1.49	1.17	1	0.96	1.18	
Gd	2.94	3.73	3.3	2.65	3.31	3.04	4.24	4.66	5.3	4.48	4.91	3.37	3.8	
Tb	0.44	0.53	0.51	0.39	0.44	0.47	0.67	0.77	0.87	0.78	0.72	0.41	0.53	
Dy	2.11	2.83	2.77	2	2.16	2.34	3.95	4.54	5.57	4.57	3.52	1.72	2.56	
Ho	0.43	0.53	0.6	0.43	0.45	0.53	0.89	1.04	1.28	1.03	0.71	0.33	0.52	
Er	1.23	1.48	1.7	1.26	1.19	1.61	2.69	3.23	3.96	2.95	2.32	0.84	1.44	
Tm	0.14	0.2	0.23	0.17	0.16	0.21	0.34	0.44	0.52	0.41	0.33	0.11	0.16	
Yb	1	1.4	1.6	1.4	1.2	1.4	2.6	3.1	3.9	3.2	2.5	0.8	1.2	
Lu	0.16	0.23	0.24	0.18	0.16	0.21	0.39	0.45	0.57	0.45	0.41	0.13	0.18	
Ga	18	18	18	15	20	16	14	15	15	15	15	20	18	
Hf	3	2	2	3	4	3	6	6	7	6	5	4	3	
Ta	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	0.6	0.7	0.6	0.5	0.7	0.6	1	0.6	0.6	
Th	4.2	1.7	2.5	6.2	5.7	7.3	16.9	6.9	8.9	7.1	13.9	10.6	6.4	
n.d.	No determinado													

N° Muestra	Ca 384	Ca 388	Ca 389	Ca 405	Ca 413	Ca 428	Ca 429	Ca 431	Ca 432	Ca 451	Ca 457	Ca 458	Ca 462
Codigo	Cal-10	Orm-11	Orm-12	Sv-14	Urp-1	Sv-15	Orm-13	Orm-14	Orm-15	To-11	Ald-11	Sv-16	Pay-1
Ubicación	787567 9067448	784444 9068690	784189 9100550	761357 9124349	758850 9128577	766458 9107226	776683 9106002	780925 9102936	782794 9104206	810145 9101919	802390 9075337	802436 9065466	784932 9133482
Unidad	Calamarca	Paccha-Oromalq	Paccha-Oromalq	Subvolcánico	Urpillao	Subvolcánico	Paccha-Oromalq	Paccha-Oromalq	Paccha-Oromalq	Totora	Alto dorado	Subvolcánico	Payhual
SiO2	67.6	n.d.	66.4	61.4	54.3	56.2	54	59.2	57.1	57.8	59.9	56.2	58.6
TiO2	0.45	n.d.	0.62	0.63	0.89	0.74	0.92	0.76	0.73	0.83	0.68	0.68	0.84
Al2O3	13.8	n.d.	13.4	17.9	18.4	17.5	18.3	15.8	16.2	16.8	16.4	17.2	15.8
Fe2O3	3.73	n.d.	0.12	2.69	4.79	3.36	3.25	4.26	2.90	3.24	3.08	3.63	3.03
FeO	0.20		4.24	2.70	4.13	3.75	4.57	1.83	4.30	4.08	2.92	2.53	4.02
MnO	0.09	n.d.	0.11	0.15	0.24	0.14	0.15	0.09	0.15	0.18	0.17	0.15	0.15
MgO	0.92	n.d.	3.07	2.1	3.94	3.2	4.1	2.3	4	3.2	2.5	3.1	2.7
CaO	2.21	n.d.	3.1	5.25	7.1	5.8	9.1	4.7	7.1	7.1	5.8	6.5	5.7
Na2O	3.39	n.d.	2.76	3.81	2.91	3.5	2.8	2.26	3.2	3.31	3.62	3.43	3.53
K2O	1.92	n.d.	3.95	1.67	0.49	1.32	0.75	2.15	1.47	1.35	1.61	1.07	1.97
P2O5	0.18		0.28	0.14	0.24	0.19	0.22	0.3	0.23	0.32	0.28	0.25	0.27
H2O	1.47	n.d.	0.45	0.36	0.42	0.4	0.77	2.66	0.51	0.69	0.39	1.01	0.91
ppc	3.77	n.d.	1.38	0.5	1.4	3.38	1.01	3.64	1.88	0.83	1.89	3.66	1.72
LOI													
TOTAL	99.73	n.d.	99.88	99.3	99.25	99.48	99.94	99.95	99.77	99.73	99.24	99.41	99.24
Rb	33.5	5.5	93.1	238	11.6	34.3	39.7	61.9	67.8	38.5	36.9	37	61
Sr	149.6	832.8	332.3	207.9	397.3	464.9	440.3	613.2	365.9	436.3	811.4	531.1	394.9
Ba	551	376	548	832	204	445	314	475	481	377	889	496	592
Sc	7	22	20	12	20	12	27	10	21	27	10	10	13
V	30	158	128	77	186	116	213	106	148	206	106	103	121
Cr	12	38	33	24	25	10	41	28	34	59	24	16	20
Co	4	20.7	15.3	8.3	19.9	17.7	26.2	8.8	17.7	27.3	9.7	15.1	14.8
Ni	<5	6	16	4	5	5	22	11	6	23	4	4	4
Zr	88.9	125.6	152.1	231.9	84.4	79.7	88.6	76.4	121.3	98.1	87.6	86.3	112.9
Y	21.8	24.8	28.8	33.1	18.5	14.7	19.5	11.9	22.5	19.8	12.9	15.3	20.1
Nb	8	4	8	10	4	5	5	7	7	5	7	6	7
Cs	1.5	10.6	6.9	13.4	0.6	0.3	10.2	4	3	3.4	3.6	2.9	1.7
La	24.2	15.5	23.1	30	12.4	16.4	13.6	24.8	20.1	15.4	20.1	15.5	19.3
Ce	45.2	33.3	48.3	64.4	27.3	32.9	28.3	42.7	40.2	32.5	37.5	32.3	38.6
Pr	5.38	4.4	6.02	7.9	3.67	4.3	3.55	6.05	4.98	4.15	4.57	4.06	4.6
Nd	19.6	18.3	24	30.5	15.9	16.6	15.2	22.9	19.7	16.4	17.3	16.8	18.8
Sm	3.9	4.3	6	7	4	3.6	3.8	4.6	4.6	4.1	3.5	3.9	4.5
Eu	0.87	1.33	1.47	1.01	1.27	1.18	1.17	1.21	1.34	1.28	1.04	1.15	1.15
Gd	3.83	4.69	5.85	6.42	4.18	3.4	3.81	3.88	4.45	4.14	3.21	3.83	4.13
Tb	0.63	0.75	0.93	1.04	0.64	0.51	0.62	0.5	0.7	0.64	0.46	0.55	0.65
Dy	3.39	4.4	5.19	5.66	3.44	2.75	3.56	2.34	3.97	3.65	2.44	2.84	3.49
Ho	0.72	0.91	1.09	1.18	0.7	0.54	0.69	0.44	0.86	0.75	0.47	0.55	0.7
Er	2.51	2.81	3.27	3.53	2.14	1.68	2.27	1.2	2.6	2.2	1.32	1.68	2.16
Tm	0.34	0.34	0.42	0.45	0.26	0.19	0.27	0.16	0.32	0.26	0.17	0.2	0.28
Yb	2.5	2.7	3	3.3	1.8	1.5	2	1.2	2.3	2	1.3	1.5	2
Lu	0.38	0.42	0.47	0.52	0.28	0.22	0.3	0.19	0.36	0.32	0.19	0.24	0.33
Ga	12	16	16	13	18	18	17	20	17	17	18	18	17
Hf	3	4	5	7	3	2	3	2	4	3	3	2	3
Ta	0.6	0.4	0.6	0.9	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Th	9.7	5	9.6	32.4	4.2	3.5	4.3	6.7	8.8	5.1	4.5	3.2	6.1
n.d.	No determinado												

N° Muestra	Ca 469	Ca 470	Ca 474	Ca 480	Ca 484	Ca 485	Ca 493	Ca 503	Ca 505	Ca 509	Ca 510	Ca 511	Ca 513
Codigo	Ques-4	Quiv-4	Pay-2	Ultu-1	Cas-1	Sv-17	Cal-11	Sv-18	Cal-12	Spe-8	Spe-9	Salp-2	Orm-16
Ubicación	816582 9118082	796409 9110923	778070 9125562	818539 9017184	790873 9033252	793790 9031402	799327 9097964	783565 9084297	788468 9082165	778745 9092928	782204 9090080	788229 9116485	768405 9110960
Unidad	Quesquenda	Quiruvilca	Payhual	Lucruz-Ticas -Tic	Casma	Subvolcánico	Calamarca	Subvolcánico	Calamarca	San Pedro	San Pedro	Salpo	Accha-Oromalq
SiO2	n.d.	56.6	55.7	56.9	62.4	53.6	60.7	61	69.2	58.4	54.8	55.2	56.5
TiO2	n.d.	0.74	0.98	0.97	0.58	0.96	0.6	0.62	0.35	0.81	0.78	0.7	0.92
Al2O3	n.d.	17.1	16.2	14.9	16.1	14.6	14.9	16.6	13.4	15.3	16.4	17.5	17.3
Fe2O3	n.d.	3.80	6.30	2.56	2.01	3.92	3.67	2.16	2.08	4.06	3.78	2.97	2.83
FeO		3.85	4.30	4.34	3.27	4.66	1.12	2.41	0.16	1.34	3.00	3.00	3.63
MnO	n.d.	0.17	0.23	0.15	0.25	0.29	0.1	0.14	0.15	0.23	0.17	0.22	0.13
MgO	n.d.	2.7	4.3	5	2.11	6.15	3.85	1.88	0.36	4.09	3.68	4.78	2.67
CaO	n.d.	7	6.4	6.18	5.62	9.4	6.34	5.77	2.61	5.89	7.99	9.1	7.27
Na2O	n.d.	3.13	3.8	3.17	4.27	2.46	2.82	3.55	3.32	3.84	2.62	2.45	2.73
K2O	n.d.	1.16	0.88	2.49	2.18	0.99	0.86	1.32	3.38	1.3	0.54	0.07	0.63
P2O5		0.27	0.42	0.23	0.15	0.08	0.06	0.26	0.22	0.05	0.17	0.33	0.29
H2O	n.d.	1.06	0.26	0.34	0.29	0.51	3.01	0.63	1.14	0.69	0.29	0.33	0.51
ppc	n.d.	1.81	0.1	2.25	0.53	2.03	1.64	3.23	3.07	3.7	5.51	2.96	4.06
LOI													
TOTAL	n.d.	99.39	99.87	99.48	99.76	99.65	99.89	99.57	99.45	99.5	99.73	99.61	99.47
Rb	87.8	37.2	20	59.7	89.2	40.6	18.2	34.8	174	42.9	16.5	1.3	42.9
Sr	489.2	421.8	456	409.5	618.9	763.3	500.8	548.7	150.3	380	506.5	458	441.5
Ba	540	457	356	909	1657	844	564	414	1008	545	309	135	458
Sc	7	15		21	10	27	14	16	6	19	21	24	18
V	84	151	269	185	124	276	127	77	17	167	170	182	135
Cr	18	20	57	92	29	55	24	13	9	12	20	43	24
Co	7.4	17.3	<5	24.2	11.8	21.5	15.1	11.8	1.7	10.7	21.4	26.9	16.4
Ni	5	5	13	51	14	28	4	5	4	4	10	17	4
Zr	83.5	67.7		205.3	126	70.5	69.6	60.8	238	115.9	77.2	83.3	142.3
Y	27	15.4		27.9	24	22.1	13.5	20.2	41.8	27.2	18.3	18.1	23.6
Nb	7	4		15	7	4	5	4	12	5	4	3	7
Cs	3.7	1.1		2.4	2.4	3.5	1.3	0.9	2.4	0.4	0.7	1.3	4.8
La	24	14.4		32	44.8	22.4	17.1	14.3	38.3	17.7	16	11.1	20.6
Ce	47.2	29.9		65.9	81.1	44.8	32.9	28.9	73	36.2	33.7	23.2	43.5
Pr	5.96	3.72		8.4	9.39	5.9	4.03	3.9	9.59	4.62	4.11	3.14	5.41
Nd	23.9	15.8		32.8	34.6	25	15.6	15.5	36.2	19.1	16.6	14	21.5
Sm	5.6	3.5		7.5	6.9	5.9	3.4	3.7	8.1	5	3.8	3.4	5
Eu	1.47	1.11		1.84	1.77	1.79	1.07	1.25	1.62	1.39	1.16	1.1	1.27
Gd	5.43	3.59		7.23	5.87	5.82	3.13	3.83	8.13	4.99	3.84	3.7	4.92
Tb	0.75	0.51		1.05	0.86	0.81	0.45	0.58	1.28	0.77	0.57	0.6	0.71
Dy	4.07	2.9		5.34	4.19	4.24	2.37	3.33	7.39	4.67	3.39	3.29	4.25
Ho	0.76	0.54		1.09	0.84	0.84	0.49	0.71	1.49	0.99	0.68	0.66	0.83
Er	2.18	1.61		3.1	2.58	2.5	1.48	2.14	4.65	3.26	2.2	2.04	2.66
Tm	0.25	0.21		0.39	0.34	0.32	0.19	0.28	0.6	0.43	0.28	0.24	0.33
Yb	1.7	1.6		2.8	2.6	2.1	1.5	2.1	4.3	3	2	1.9	2.3
Lu	0.26	0.23		0.43	0.4	0.33	0.24	0.34	0.65	0.51	0.3	0.29	0.37
Ga	18	17		17	20	18	17	17	14	15	16	16	15
Hf	3	2		6	3	2	2	1	7	3	3	2	4
Ta	0.6	< 0.5		1.1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.9	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.6
Th	7.1	4		12.5	16	7.3	4.5	2.8	17.9	5.2	4.4	2.6	8.4
n.d.	No determinado												

N° Muestra	Ca 520	Ca 521	Ca 538	Ca 554	Ca 565	Ca 573	Ca 578	Ca 579	Ca 581	Ca 584	Ca 593	Ca 601	Ca 605
Codigo	Orm-17	Orm-18	Urp-2	Sv-19	Sv-20	To-12	Do-2	Ques-5	Do-3	Sv-21	Sv-22	Urp-3	Orm-19
Ubicación	776406 9100980	778361 9100506	758622 9137279	768167 9094304	760495 9109132	792409 9099960	807571 9100522	797209 9100745	798290 9094438	794103 9081722	782678 9113700	758889 9128524	779586 9106824
Unidad	Paccha-Oromaiqu	Paccha-Oromaiqu	Urpillao	Subvolcánico	Subvolcánico	Toritos	Domo Retambo	Quesquenda	Domo Camayda	Subvolcánico	Subvolcánico	Urpillao	Paccha-Oromaiqu
SiO2	60.2	53.1	54.2		64	59.5	57.9	47.4	58.4		60.7	59	54.8
TiO2	0.77	0.96	1.08		1.1	0.48	0.54	0.47	0.81		0.56	0.77	0.95
Al2O3	15.3	18.2	19.5		14.6	17	16.4	13.2	16.3		18.3	17.8	18.1
Fe2O3	2.93	3.18	3.62		2.59	2.20	2.95	3.83	4.68		2.92	2.96	3.02
FeO	3.37	4.94	3.57		3.15	1.03	1.23	1.03	1.71		0.69	3.77	4.46
MnO	0.18	0.17	0.16		0.12	0.19	0.11	0.35	0.15		0.17	0.16	0.16
MgO	3.61	4.64	2.74		1.84	0.66	2.46	2.56	2.41		3.1	3.07	3.83
CaO	6.81	8.89	8.46		4.44	5.69	5.03	14.2	6.06		2.97	6.38	8.01
Na2O	3	2.93	3.29		3.04	2.29	3.37	2.08	3.45		3.76	3.48	2.93
K2O	1.05	0.72	1.19		3.67	2.19	1.76	0.7	1.63		2.34	1.63	1.24
P2O5	0.15	0.26	0.26		0.19	0.14	0.19	0.32	0.2		0.27	0.26	0.2
H2O	0.47	0.08	0.12		0.06	0.53	1.72	2.28	1.13		1.29	0.07	0.42
ppc	1.78	1.42	1.4		0.45	7.69	5.75	11.2	2.6		2.62	0.23	1.36
LOI													
TOTAL	99.62	99.49	99.59		99.25	99.59	99.41	99.62	99.53		99.69	99.58	99.48
Rb	60.3	43.7	32	94	179.9	127.2	73.3	25	46.4	4.3	83.1	58.4	58.7
Sr	401.3	532.7	492.2	297.4	217.2	191.7	313.3	265.5	465.9	90.6	388.9	410.1	372.4
Ba	447	482	399	1032	623.2	526.6	534.6	684.3	649.1	46.9	771.7	549	386.1
Sc	25	16	22	6	13	6	10	9	10	<5	6	14	21
V	163	143	180	33	97	38	99	61	92	41	58	129	168
Cr	37	29	15	98	194	131	41	15	83	<10	102	119	110
Co	20.4	14.9	18.9	5.1	14.1	5.2	12	14.5	14.3	2.4	7.9	17.6	23.1
Ni	19	12	12	9	28	7	<5	<5	12	7	6	15	17
Zr	118.3	63.5	93.8	99.4	230.3	101	97.2	63.7	71.1	11.6	70.7	42.3	102.4
Y	21.4	15.8	22.1	16.8	34.6	16	13.8	14.4	13.6	5.1	13.5	12.1	20.4
Nb	6	6	5	7	12	7	6	4	7	<1	6	5	6
Cs	4.4	3.4	0.2	5.9	7.4	9.9	11.2	1.6	1.3	0.4	3	3.8	4.4
La	16.6	17.1	16.4	24.2	30.1	22.7	18.9	13.2	20	3.2	33.4	17.9	16.4
Ce	37.2	38.4	34.6	44.2	64.8	40.9	36.4	26.8	36.8	5.9	53.7	34.3	32.8
Pr	4.61	4.19	4.55	4.94	8.64	4.62	4.59	3.46	4.62	0.71	8.57	4.22	4.31
Nd	18.9	16.7	19.2	17.2	34.1	16.2	17.8	13.9	18.1	3	33.3	16.2	17.3
Sm	4.4	3.8	4.8	3.2	7.5	3.2	3.6	3	3.4	0.6	5.6	3	3.8
Eu	1.22	1.1	1.33	0.73	1.06	0.84	0.97	0.81	1.04	0.18	1.36	0.99	1.1
Gd	4.2	3.42	4.87	3.06	7.25	2.91	3.27	2.96	3.28	0.78	4.36	2.97	3.92
Tb	0.65	0.5	0.73	0.49	1.12	0.42	0.47	0.46	0.46	0.11	0.56	0.42	0.63
Dy	3.78	2.7	4	2.8	6.13	2.69	2.56	2.54	2.45	0.7	2.47	2.3	3.56
Ho	0.78	0.56	0.86	0.6	1.28	0.63	0.55	0.51	0.48	0.15	0.46	0.45	0.75
Er	2.42	1.72	2.48	1.92	4.1	1.94	1.61	1.66	1.48	0.49	1.35	1.32	2.4
Tm	0.29	0.22	0.31	0.28	0.54	0.27	0.22	0.22	0.2	0.08	0.17	0.18	0.34
Yb	2.3	1.6	2.2	2	3.3	1.9	1.4	1.5	1.2	0.4	1.1	1.1	2.1
Lu	0.34	0.26	0.33	0.33	0.51	0.31	0.25	0.23	0.24	0.08	0.19	0.18	0.34
Ga	17	18	19	16	16	16	20	16	22	3	23	21	20
Hf	3	2	3	3	7	3	3	2	2	<1	2	2	3
Ta	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	0.8	0.6	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Th	7.3	4.2	3.8	10.7	18.8	8.9	5.4	3.2	3.6	0.6	7.1	5.1	5.5
n.d.													

N° Muestra	Ca 608	Ca 610	Ca 612	Ca 613	Ca 614	Ca 617	Ca 618	Ca 620	Ca 621	Ca 622	Ca 629	Ca 630	Ca 631
Código	Orm-20	Orm-21	Ta-8	DI-2	Ta-9	Ang-1	To-13	Quiv-5	Ques-6	Ques-7	Sv-23	Pay-3	Car-2
Ubicación	789821 9105522	763891 9104806	808486 9056818	809037 9057660	818041 9078034	822799 9094190	800832 9098882	798211 9106586	811960 9123459	813359 9125033	777724 9125338	777724 9125338	767849 9122626
Unidad	Paccha-Oromalqu	Paccha-Oromalqu	Tablachaca	Dique	Tablachaca	Angamarca	Totora	Quiruvilca	Quesquenda	Quesquenda	Subvolcánico	Payhual	Carabamba
SiO2	57.2	52.6	69.1	55.7	67.9	51.2	58.6	56.5	58.9	60.3	55.3	54.4	66.8
TiO2	0.98	1.3	0.56	1.16	0.47	1.49	0.81	0.69	0.83	0.65	1.07	1.51	0.46
Al2O3	17.8	17.3	14.6	18.1	14	15.2	18.2	17.6	17.5	18.5	16.3	16.6	14.6
Fe2O3	3.98	4.02	1.77	1.63	2.53	4.81	4.25	2.64	4.04	4.02	5.76	4.28	3.47
FeO	2.06	5.83	1.65	3.57	1.58	6.65	1.30	2.61	1.51	0.69	3.70	5.07	0.69
MnO	0.16	0.19	0.09	0.11	0.21	0.21	0.11	0.12	0.13	0.09	0.16	0.34	0.11
MgO	2.77	4.51	1.56	3.38	0.96	5.21	2.03	2.45	1.93	0.9	3.74	3.8	0.72
CaO	6.04	8.77	3.05	8.63	3.04	10.2	6.81	5.58	5.27	5.1	6.51	6.5	2.84
Na2O	3.55	2.85	4.36	3.44	4.5	2.66	3.91	3.31	3.19	3.69	2.98	3.02	3.69
K2O	1.9	1.04	2.03	3.39	2.01	0.34	1.19	2	2	1.91	1.56	1.59	2.75
P2O5	0.38	0.2	0.26	0.31	0.22	0.36	0.31	0.33	0.36	0.36	0.34	0.34	0.25
H2O	0.75	0.35	0.15	0.18	0.08	0.1	0.83	0.67	1.57	1.63	0.4	0.48	0.31
ppc	2.02	0.59	0.54	0.02	2.19	1.13	1.19	5.04	2.17	2.02	1.78	1.58	3.02
LOI													
TOTAL	99.59	99.55	99.72	99.62	99.69	99.56	99.54	99.52	99.4	99.86	99.6	99.51	99.71
Rb	74.1	21.7	46.4	60.8	45.4	3.8	41	58	63	54.5	32.6	23.6	71.7
Sr	313	340.5	275.7	430	241.1	425.9	580.8	397	519.2	502.9	514.5	291.7	263.5
Ba	476	298.6	670.3	839.7	572.8	365.8	606.6	622.9	661.2	773.1	360.7	413.7	700.9
Sc	17	31	9	21	6	30	9	10	9	7	16	21	5
V	106	260	62	192	42	223	104	94	92	78	143	210	34
Cr	100	55	164	44	178	560	93	53	72	63	135	41	232
Co	11	29.4	2.3	10.8	13	57.2	14.5	12.5	9.4	9.5	21.7	22.5	5.8
Ni	10	21	9	11	<5	289	28	10	9	9	16	6	17
Zr	121	101.9	172.6	126.4	82.3	92	51.3	81.7	113	96.7	63.4	99.9	86.1
Y	27.6	26.3	26.5	25.7	13.5	19	11.3	13.2	15.3	34.6	13.3	29.4	14.6
Nb	8	5	13	8	6	23	6	7	9	9	5	7	6
Cs	1.3	0.3	1.6	1.2	2.2	5.3	0.9	14.6	3	0.7	0.9	0.2	4.2
La	24.9	13.8	30.3	17	19.7	20.3	21.3	20.2	25.3	43.3	14.1	19.1	20.5
Ce	49.7	30.3	61.2	34.8	36.3	40.2	39.6	40.4	50.5	61.1	28.2	39.5	37.1
Pr	5.93	4.24	7.44	4.8	4.17	5.01	4.88	4.87	6.18	11.2	3.71	5.46	4.13
Nd	26.2	18.6	28.4	19.5	15.1	20.1	18.7	19.1	24	44.6	15.4	22.6	15.1
Sm	5.5	4.6	5.7	4.8	3	4.1	3.4	3.6	4.5	8.5	3.3	5.5	2.7
Eu	1.31	1.32	1.24	1.16	0.79	1.28	1.03	0.96	1.26	2.27	0.98	1.41	0.72
Gd	5.42	5.21	5.6	5	2.67	4.31	3.27	3.4	3.86	8.21	3.48	5.79	2.74
Tb	0.87	0.78	0.84	0.77	0.41	0.66	0.44	0.48	0.58	1.11	0.46	0.87	0.43
Dy	4.83	4.83	4.76	4.65	2.34	3.62	2.22	2.43	2.76	5.68	2.6	4.9	2.32
Ho	1.05	1	0.97	0.96	0.49	0.76	0.44	0.49	0.55	1.15	0.5	1.05	0.51
Er	2.74	3.12	3.01	3.05	1.55	2.26	1.2	1.48	1.69	3.42	1.65	3.22	1.66
Tm	0.43	0.45	0.44	0.39	0.22	0.29	0.15	0.2	0.22	0.41	0.21	0.42	0.24
Yb	2.8	2.8	2.9	2.6	1.6	1.9	1.1	1.4	1.6	2.6	1.2	2.7	1.7
Lu	0.46	0.47	0.51	0.44	0.27	0.32	0.18	0.23	0.24	0.45	0.22	0.47	0.29
Ga	17	20	17	20	17	16	21	19	24	24	21	19	15
Hf	3	3	5	4	3	2	2	3	4	3	2	3	3
Ta	0.6	<0.5	0.8	0.5	0.5	1.1	<0.5	0.6	0.7	0.6	<0.5	<0.5	0.6
Th	8	2.7	10.6	5	6.9	2.4	3.6	4.6	5.6	6.6	2.8	3.4	7.7
n.d.	No determinado												

334

N° Muestra	Ca 633	Ca 647	Ca 663	Ca 672	Ca 677	Ca 687	Ca 702	Ca 709	Ca 714	Ca 715	Ca 722	CA734	CA743
Código	Ba-5	Pay-4	Garb-1	Sv-24	Car-3	CB-1	Mac-1	Ultu-2	Ultu-3	Sills-1	Ba-6	Ultu-4	Ba-7
Ubicación	780170 9118479	786267 9115783	783242 9107850	758487 9102884	763228 9084050	183192 9006682	810139 9028941	815867 9017735	817896 9015494	826479 9039912	829341 9049575	9022138 817876	9025678 813071
Unidad	Batolito	Payhual	Garbancillo	Subvolcánico	Carabamba	Cordillera Blanca	Macón	Ultucruz-Ticas	Ultucruz-Ticas	Sills	Batolito	Ultucruz-Ticas	Batolito
SIO2	65.8	55.2	62.1	61.8	69.9	63.2	64.2	51	54.1	69.2	63.9	54.3	67
TIO2	0.67	0.7	0.74	0.72	0.41	0.6	0.66	1.52	1.31	1.27	0.51	0.95	0.54
Al2O3	14.7	18.6	18.1	16.9	14.3	15.7	15.1	17.6	18.4	17.8	17.4	17.2	13.7
Fe2O3	2.34	4.92	2.27	3.67	0.95	2.13	2.74	2.76	1.82	0.73	2.14	3.52	1.54
FeO	2.95	1.44	2.74	2.26	3.02	3.36	2.33	6.36	5.83	1.71	1.51	4.86	2.93
MnO	0.12	0.15	0.16	0.11	0.1	0.11	0.12	0.29	0.12	0.04	0.06	0.16	0.05
MgO	2.17	2.72	1.36	2.15	1.08	2.48	0.75	5.68	3.89	0.95	1.35	3.77	1.53
CaO	4.66	4.61	4.44	5.3	2.7	5.39	2.88	9.64	7.64	0.1	4.48	7.14	3
Na2O	3.16	4.66	3.9	3.27	3.9	3.19	4.47	2.8	3.19	0.72	5.13	3.32	3.69
K2O	2.53	1.82	1.45	2.45	2.02	2.2	2.98	1.09	1.65	3.82	2.08	1.64	4.25
P2O5	0.33	0.2	0.29	0.12	0.09	0.22	0.22	0.43	0.38	0.1	0.54	0.58	0.37
H2O	0.09	2.26	1.29	0.19	0.21	0.15	0.27	0.31	0.12	0.21	0.09	0.24	0.52
ppc	0.1	1.92	2.21	0.59	0.9	0.64	2.46	0.13	0.18	2.83	0.39	1.54	0.36
LOI													
TOTAL	99.62	99.2	99.05	99.73	99.58	99.37	99.18	99.63	96.63	99.48	99.6	99.22	99.5
Rb	84.4	42.6	32.7	120	72.9	81.3	92.2	43.5	47.1	156	68.7	32.7	163
Sr	310.5	403	712	325	215	418	268	442	583	92.7	909	638	153
Ba	636.7	587	683	496	632	553	831	235	696	460	461	1060	793
Sc	16	11	19	16	7	11	8	25	19	14	7	16	9
V	100	99	22	121	40	124	36	209	203	84	75	181	57
Cr	95	20	30	120	90	120	80	130	120	80	80	70	100
Co	11.2	11.6	3.4	14.9	5	15.2	5.4	26.3	25.9	7	7	19.6	7.9
Ni	6	4	4	6	8	8	4	49	49	30	4	41	9
Zr	78.8	81.3	198	158	92.3	74.1	179	118	159	262	138	146	207
Y	35.7	13.4	32.2	25.4	14.7	17.7	28.2	19.2	21.9	27.5	12.5	15.9	34.9
Nb	9	4	8	7	6	7	11	16	10	24	8	7	12
Cs	1.6	0.6	9.5	5.7	1.1	3.9	1.4	3.6	3.9	7.3	1.3	1	1.3
La	26.1	17	27.7	22.3	21.3	22.1	27.4	16.7	31.4	38.8	39.4	23.4	32.6
Ce	52	31.5	54	45.3	37.1	41.8	52.1	32.2	62	70.3	72.6	45.1	85.7
Pr	6.65	3.78	6.4	5.45	3.96	4.89	5.99	3.9	7.56	7.98	8.29	5.33	7.75
Nd	26.8	16.2	29.2	23.1	15.3	21.2	25.3	17.6	33.9	31.2	34.2	23.8	32.5
Sm	5.6	3.3	6.4	5	3	4.3	5.1	3.9	6.9	6.2	5.9	4.7	6.9
Eu	1.53	0.91	1.54	1	0.65	1.09	1.27	1.42	1.61	1.34	1.39	1.34	1.09
Gd	6.09	2.96	6.04	4.96	2.71	4.06	5.42	3.97	6.06	5.59	4.49	4.2	6.51
Tb	0.92	0.46	0.98	0.79	0.43	0.63	0.84	0.6	0.86	0.9	0.61	0.62	1.08
Dy	5.28	2.61	5.78	4.66	2.51	3.28	4.86	3.67	4.34	5.09	2.57	3.24	6.29
Ho	1.14	0.48	1.14	0.91	0.51	0.65	1	0.7	0.82	1	0.44	0.6	1.25
Er	3.62	1.49	3.33	2.65	1.45	1.83	2.9	2.09	2.32	2.99	1.16	1.69	3.76
Tm	0.44	0.21	0.51	0.4	0.25	0.26	0.46	0.29	0.31	0.46	0.17	0.26	0.6
Yb	2.9	1.4	3.6	2.7	1.7	1.7	3.2	1.8	2.1	3.1	1.1	1.6	4
Lu	0.44	0.26	0.54	0.41	0.31	0.31	0.53	0.28	0.34	0.65	0.2	0.28	0.63
Ga	20	17	18	17	13	19	17	19	18	23	24	18	16
Hf	3	2	5	5	2	2	5	3	4	7	4	3	5
Ta	0.6	0.4	0.5	0.6	0.5	0.7	0.8	1	0.7	1.8	0.4	0.6	0.9
Th	7.8	4.2	7.4	12.9	7.7	7.3	9	3.4	8.6	11.8	7.5	4.8	18.5

N° Muestra	CA750	CA753	CA759	CA774	CA778	CA795	CA818
Codigo	Mac-2	Mac-3	Mac-4	Mac-5	Mac-6	Ald-12	Sv-25
Ubicación	9028774 811281	9027363 813849	9028383 813745	9030740 809779	9032279 807061	9078839 809040	9108106 762064
Unidad	Macón	Macón	Macón	Macón	Macón	Alto Dorado	Subvolcánico
SiO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	51.8	56.2	57.8
TiO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.25	0.57	0.86
Al2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	15.5	17.9	15.7
Fe2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5.75	4.98	3.37
FeO					6.62	1.26	4.61
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.16	0.16	0.13
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.34	1.93	3.56
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7.17	7	6.02
Na2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.33	3.7	3.04
K2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.18	1.44	2.39
P2O5					0.62	1.42	1.24
H2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.24	1.14	0.21
ppc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.41	2.16	0.29
LOI							
TOTAL	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	99.37	99.86	99.22
Rb	90.6	20.7	98.6	35.7	24.2	27	100
Sr	262	357	330	218	368	545	325
Ba	793	432	835	144	366	502	481
Sc	9	25	15	17	34	10	20
V	54	193	57	122	289	114	163
Cr	50	90	130	40	80	30	240
Co	7.5	22.6	8	13.7	30.4	14.1	21.2
Ni	65	62	17	18	64	23	56
Zr	209	106	386	192	125	74.5	157
Y	30.6	21.2	53.7	33.6	37.2	14.4	23.3
Nb	11	5	12	12	7	6	6
Cs	1.1	0.6	2.8	1.7	0.9	0.5	4.4
La	26.1	12.7	38.1	30.1	16.4	16.9	19.6
Ce	49.9	25.8	77.9	56.6	36.7	33.2	39.7
Pr	5.88	3.35	9.75	6.76	4.91	4.26	4.92
Nd	26.1	15.5	44	30.8	23.9	19.5	22.4
Sm	5.7	3.9	10.2	6.8	6.1	3.9	4.9
Eu	1.36	1.15	1.93	1.62	1.61	1.14	0.97
Gd	5.62	4.18	9.72	6.92	6.6	3.71	4.7
Tb	0.91	0.66	1.64	1.11	1.09	0.53	0.75
Dy	5.39	3.74	9.56	6.3	6.82	2.83	4.21
Ho	1.11	0.77	1.89	1.2	1.39	0.52	0.8
Er	3.16	2.2	5.5	3.66	4.16	1.48	2.42
Tm	0.49	0.33	0.83	0.53	0.58	0.21	0.35
Yb	3.4	2.1	5.7	3.7	4	1.4	2.3
Lu	0.55	0.37	0.83	0.56	0.64	0.24	0.37
Ga	17	17	17	16	20	20	16
Hf	5	3	9	5	4	2	4
Ta	0.8	0.4	1	0.8	0.4	0.4	0.38
Th	8.5	3	11.4	6.9	3.1	2.1	11

MAPAS DE MUESTRAS

78°30'W

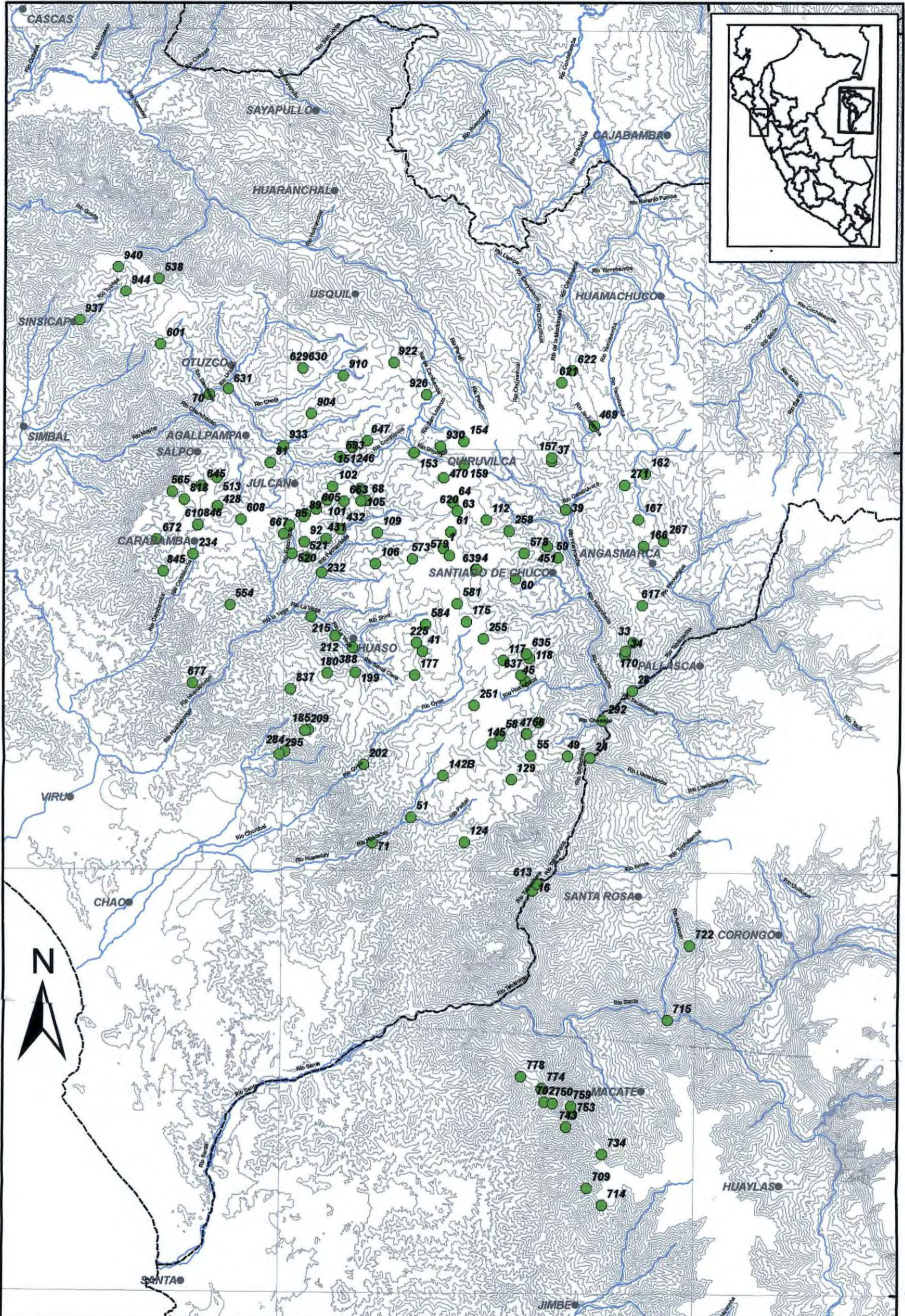
78°W

7°30'S

8°S

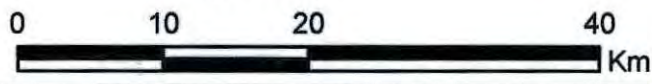
8°30'S

9°S



MAPA DE MUESTRAS DE ANÁLISIS QUÍMICOS: ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS

- Muestras
- Poblados
- Límite departamental
- Ríos
- Curvas de nivel



78°30'W

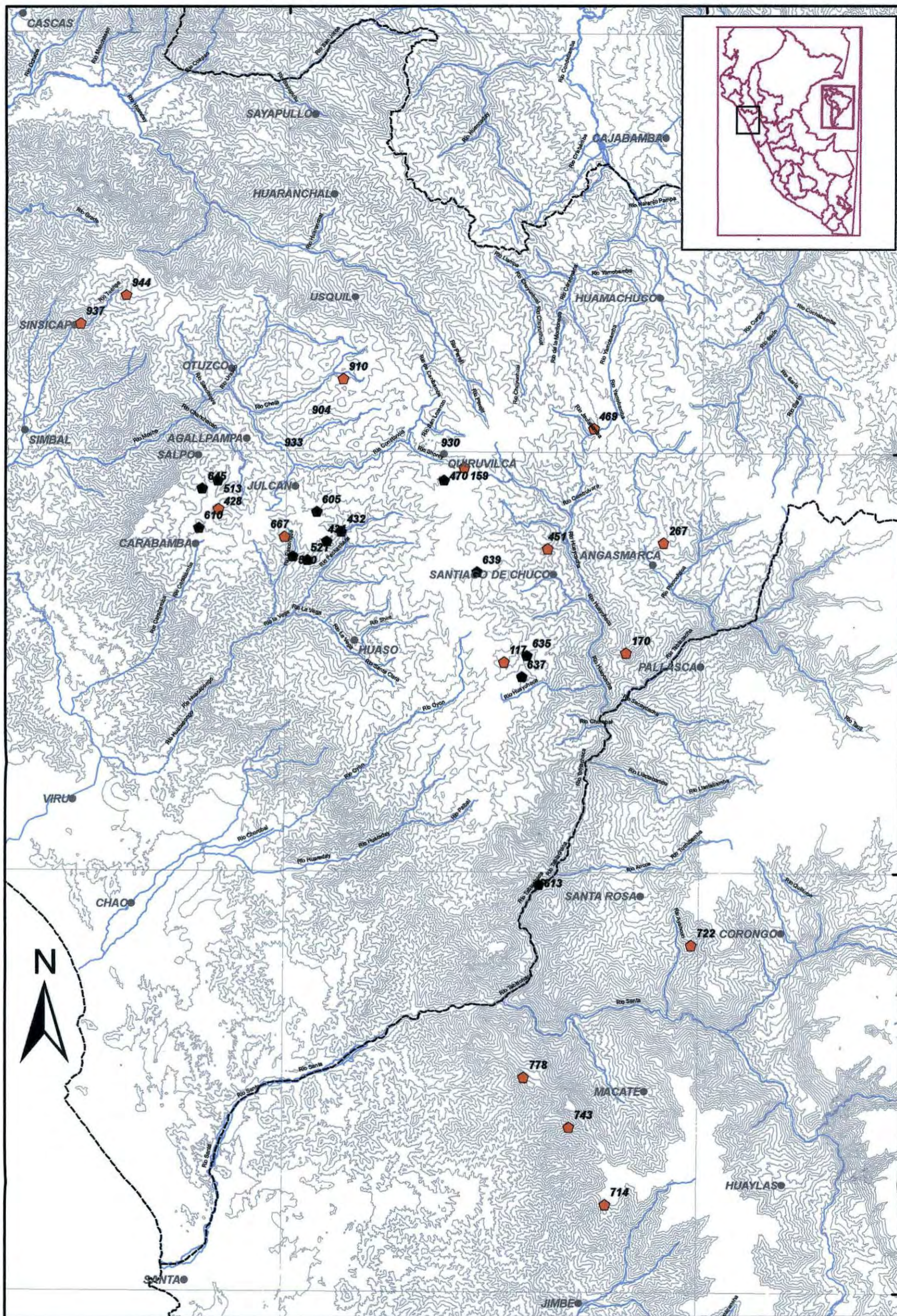
78°W

7°30'S

8°S

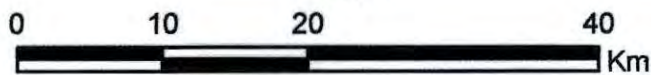
8°30'S

9°S



MAPA DE MUESTRAS DE DATACIONES RADIOMETRICAS

- Muestras por Ar/Ar
- Poblados
- Límite departamental
- Muestras por K/Ar
- Ríos
- Curvas de nivel



78°30'W

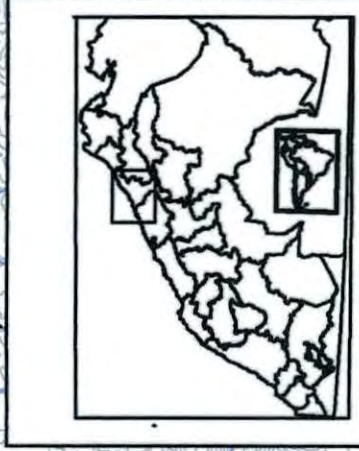
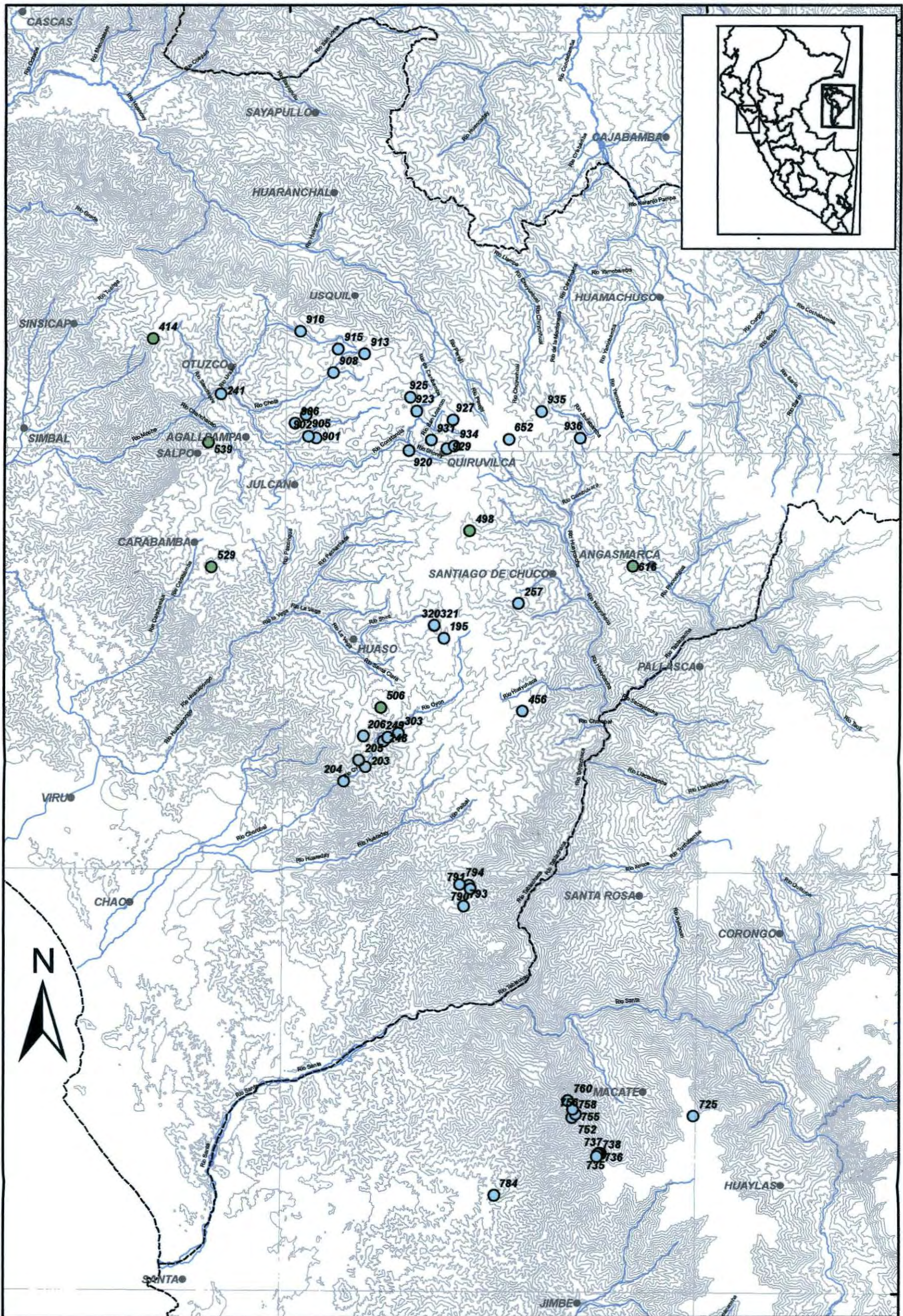
78°W

7°30'S

8°S

8°30'S

9°S



MAPA DE MUESTRAS DE ANÁLISIS ESPECTRALES

- Análisis PIMA
- Análisis Rayos X
- Poblados
- Ríos
- - - - Límite departamental
- Curvas de nivel

