



Red DESIR

MÁSTER INTERNACIONAL APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS MINERALES

TESIS DE MAESTRÍA

“Estudio estructural de deformación poli orogénica
de la región de Acobamba – Tapo, Distrito de
Tarma; Andes Centrales Peruanos”

Roger Gonzales Aliaga

Septiembre – 2010





Red DESIR

MÁSTER INTERNACIONAL APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS MINERALES

Línea:

Recursos Minerales

TESIS DE MAESTRÍA

“Estudio estructural de deformación poli orogénica
de la región de Acobamba – Tapo, Distrito de
Tarma; Andes Centrales Peruanos”

Roger Gonzales Aliaga

Septiembre – 2010



CURSO 2007-2008

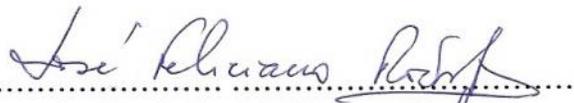
**MÁSTER INTERNACIONAL
APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS
MINERALES**

Como director del Trabajo,

**Autorizo la presentación de la Tesis de Maestría
“Estudio estructural de deformación poli orogénica de la región de
Acobamba – Tapo, Distrito de Tarma; Andes Centrales Peruanos”**

**Realizado por
Roger Gonzales Aliaga**

Bajo mi dirección



Firmado: **Prof. José Feliciano Rodríguez**

Fecha: 13 de septiembre del 2010.



Red DESIR

Constituido el tribunal nombrado por el Coordinador Internacional
del Programa de Máster Aprovechamiento Sostenible de los
Recursos
Minerales, el día ___ de _____ de 2010

Presidente : _____
Vocal : _____
: _____
Secretario : _____

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis de Maestría el día el día ___
de _____ de 2010

**EL PRESIDENTE
LOS VOCALES**

EL SECRETARIO



“Estudio estructural de deformación poli orogénica de la región de Acobamba – Tapo, Distrito de Tarma; Andes Centrales Peruanos”

Memoria de la Tesis de Maestría que para optar al Título de Master en “Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales”, impartido por la Red DESIR, presentada por el Ingeniero Geólogo **Roger Gonzales Aliaga**

Universidad Nacional del Altiplano - Puno

Director
Dr. José Feliciano Rodríguez
Co-Director

.....
Tutores
.....
.....

Setiembre - 2010
Lima – Perú



DEDICATORIA

Dedico este trabajo a mi querida hija Kgori Tamya ; a mis padres por darme la vida, a Félix Gonzáles Huanca y a Martina Aliaga Rojas; a Delia madre de mi hija; a mis hermanas Jacqueline, Sonia y sobrina Pamela Carmen y a mi alma mater.

RESUMEN

El presente trabajo trata sobre el estudio geológico estructural y aspectos petrográficos de rocas metamórficas (principalmente), sedimentarias, volcánicas e ígneas que afloran en la parte central de la Cordillera Oriental Peruana (áreas de estudio). Estos afloramientos con los orígenes antes mencionados sufrieron efectos de tres diferentes ciclos orogénicos ocurridos en esta parte de América. Dentro de las orogenias que anteceden a la orogenia Andina se tienen a la orogenia Brasilida y Hercínica, que enmarcan a las unidades estratigráficas Grupo Huaytapallana, Grupo Ambo, Grupo Tarma, Grupo Mitu e intrusivo Granito Huacapistana. En el Ciclo Orogénico Andino se ubican la Formación Chambará y depósitos de sedimentarios que se formaron en el Neógeno y el Cuaternario.

Las zonas estudiadas se caracterizan por la presencia de estructuras en régimen dúctil y dúctil-frágil con fábricas de tipo planar, lineal y plegamientos. Las fábricas planares corresponden a foliaciones penetrativas (S_1 y S_n) de filitas, anfibolitas, metagabros y serpentinitas, las estratificaciones (S_0) corresponden a conglomerados, areniscas, calizas y pseudoestratificaciones de rocas volcanosedimentarias. Las fábricas lineales corresponden a lineaciones de mineral y lineaciones de crenulación, las que se limitan a rocas metamórficas y algunas metasedimentarias.

Dentro de las áreas estudiadas se reconocieron al menos tres eventos tectónicos con diferentes fases de deformación: en el Grupo Huaytapallana (F_1 , F_2 y F_3) y en los cuerpos máfico-ultramáfico (F_n , F_{n+1} y F_{n+2}). Donde, F_1 gobierna la foliación, lineación de mineral, lineación de crenulación, bandeo tectónico, cizallamiento en régimen dúctil y milonitización de ultramafitas; F_2 muestra en ambas áreas de estudio el emplazamiento cataclástico y milonítico de los cuerpos máficos y ultramáficos con unidades estratigráficas anteriores al Ciclo Orogénico Andino (F_2 corresponde a F_{n+1} de Tapo); F_3 marca el plegamiento macroscópico de los complejos máficos, ultramáficos, y rocas adyacentes, también determina la tendencia estructural actual en el área. De acuerdo a F_2 se descarta intrusión de diapiro del complejo ultramáfico de Tapo.

La litología descrita en la parte petrográfica muestra texturas compuestas de tipo: lepidogranoblástica en filitas; nematogranoblástica en anfibolitas; pseudomórficas, no pseudomórficas y venillas en serpentinitas; alineamiento y microplegamiento en minerales opacos; metamorfismo retrogrado por generación de magnetita a partir de olivinos y piroxenos; transición de metagabros a anfibolitas; granates cataclasados; anfibolitas con elementos que indican cizallamiento y milonitización en serpentinitas.

El “emplazamiento” de los cuerpos máfico y ultramáficos de Tapo sobre las litologías del Grupo Ambo, ocurre en otro tiempo y otro nivel estructural, por lo tanto se distinguen temporalmente en comparación con las filitas del Grupo Huaytapallana.

ABSTRACT

This paper deals with the structural geological study and petrographic aspects of metamorphic rocks (mainly), sedimentary, volcanic and igneous rocks that outcrop in the central part of the Peruvian Cordillera Oriental (study areas). These outcrops were the sources mentioned above effects of three different orogenic cycles occurred in this part of America. Within the orogenies that preceding Andean orogeny have Brazilida and Hercynian orogeny, which frame the stratigraphic units Huaytapallana Group, Ambo Grupo, Tarma Group, Mitu Group and intrusive granite Huacapistana. In the Andean orogenic cycle houses the Chambara Formation and sedimentary deposits the former in the Neogene and Quaternary

The studied areas were characterized by the presence of structures in ductile and ductile-brittle regime with planar, linear fabric type, and folds. The fabrics correspond to planar penetrative foliations (S1 and Sn) phyllite, amphibolite, metagabbro and serpentinite, the stratifications (S0) correspond are conglomerates, sandstone, limestone and volcanosedimentary rock pseudostratifications. The linear fabric correspond of mineral lineations and crenulation lineations of those that are restricted to metamorphic and some metasedimentary rocks.

Within the study areas were recognized at least three tectonic events with different phases of deformation: in the Huaytapallana Group (F1, F2 and F3) and in the mafic-ultramafic bodies (Fn, Fn+1 and Fn+2). Where governs F1 foliation, mineral lineation, crenulation lineation, banded tectonic ductile shear mylonitization of regime ultramaficmafic; F2 shown in both areas of study site and mylonitic Astico cataclysm of mafic and ultramafic bodies with previous stratigraphic units the Andean orogenic cycle (F2 corresponds to Fn+1 of Tapo) F3 marks the gross folding of mafic and ultramafic complex, and adjacent rocks, also determines the structural trend current in the area. According to F2 is discarded diapir intrusion ultramafic complex of Tapo.

The lithology described in the sample petrographic textures composed of type: lepidogranoblastic in phyllites; nematogranoblastic in amphibolites, pseudomorphic, no psedomorphic and veinlets in serpentinites, alignment and microfolds in opaque minerals, retrograde metamorphism and generation of magnetite from olivine and pyroxene; metagabbro transition to amphibolite, garnet cataclastic; amphibolites with elements that indicate shear and mylonitization in serpentinites.

The location of the mafic and ultramafic bodies of Tapo on Ambo Group lithologies, occurs in another time and another structural level, therefore they distinguish temporarily in comparison with the filitas of the Huaytapallana Group.

AGRADECIMIENTOS

El estudio titulado “Estudio estructural de deformación poli orogénica de la región de Acobamba - Tapo, Distrito de Tarma; Andes Centrales Peruanos”, no habría sido posible sin el apoyo de las siguientes personas e instituciones a las cuales les seré eternamente agradecido:

A mi director de tesis Prof. José Feliciano Rodríguez por la buena orientación y sugerencias sin el cual este estudio no hubiese sido posible; al Prof. Ricardo Castroviejo Bolívar por impartirme nuevos conocimientos y el apoyo incondicional prestado a mi persona.

A los geólogos del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) Dr. José Machare O., Dr. Humberto Chirif R., Ing. Jorge Chira F. A mis colegas de trabajo de la Dirección de Recursos Minerales y Energéticos de la institución antes mencionada al Msc. Raymond Rivera C., Msc. Jorge Quispe C., Msc. Jorge Acosta A., Ing. Edwin Loayza P., Ing. Renato Chero I., Ing. Hismael Illachura R. y al Ing. Michael Valencia C.

A los docentes de Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional del Altiplano – Puno, quienes contribuyeron en mi formación profesional; Msc. Miguel Calcina B., Msc. Mario Soto G., Msc. Roberto Zegarra P. A mis compañeros de promoción de la misma casa de estudios, al Ing. Carlos Alberto Apaza Onque por el apoyo incondicional para el muestreo y mapeo geológico en las zonas de estudio, y al Ing. Miguel Ángel Villanueva Castillo por el apoyo logístico y moral.

También quiero agradecer de manera muy especial a dos personas que me acogieron en su hogar, a mis tíos Don Félix Aliaga Rojas y Doña Agustina Chayña Ccoa y a mis primas Elizabet y Joeshy por el ánimo que me dieron.

Y, finalmente a todas las personas que directa o indirectamente contribuyeron de alguna manera para que este trabajo pudiera ser realizado.

ÍNDICE

RESUMEN	I
ABSTRACT	II
AGRADECIMIENTOS	III
ÍNDICE	IV
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD	3
1.2 CLIMA Y VEGETACIÓN	3
1.3 ANTECEDENTES	4
1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	6
1.5 HIPÓTESIS	8
1.6 OBJETIVOS	9
1.7 METODOLOGÍA DE TRABAJO	9
1.7.1 Trabajo inicial de gabinete	9
1.7.2 Trabajo de campo	10
1.7.3 Tratamiento de datos de terreno	11
1.7.4 Estudio micro estructural, organización y redacción final de la tesis	12
CAPÍTULO II: BASES FUNDAMENTALES PARA LA COMPRESIÓN DE ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS	14
2.1 OBSERVACIÓN, RECONOCIMIENTO Y DESCRIPCIÓN DE MESO Y MICROESTRUCTURAS	14
2.1.1 Estratificación	15
2.1.2 Esquistosidad o foliación	16
2.1.3 Lineaciones	17
2.1.4 Pliegues	19
2.1.5 Zonas de cizalla dúctil	21
2.2 MEDIDAS DE ORIENTACIÓN; TRATAMIENTO GRÁFICO DE LOS ELEMENTOS ESTRUCTURALES	24
2.2.1 Diagrama de frecuencias	24
2.2.2 Diagramas de orientación preferente	24
2.2.4 Diagramas π y β	25
2.3 CAMBIOS DE ESCALA, RECONOCIMIENTO E INTERPRETACIÓN DE ESTRUCTURAS A ESCALA CARTOGRÁFICA (MACRO Y MEGAESTRUCTURA)	25
2.2.4 Invariancia de geometrías estructurales entre escalas de observación	25
2.3.2 Variación de geometrías estructurales en las escalas de observación	26
2.4 ENTENDIMIENTO Y ORIGEN DE LAS ESTRUCTURAS, CONOCIMIENTO DE LOS PRINCIPALES MODELOS DE DEFORMACIÓN EN ROCAS	26
2.5 ESTABLECER LA HISTORIA DE LA DEFORMACIÓN DE LA REGIÓN ESTUDIADA	29
CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	30
3.1 Unidades Precámbricas y del Paleozoico inferior a medio	30
3.1.1 Grupo Huaytapallana	32

3.1.1 Grupo Excélsior	32
3.1.2 Formación Concepción	32
3.2 Unidades do Paleozoico superior a Triásico inferior	33
3.2.1 Grupo Ambo	33
3.2.2 Grupo Tarma	33
3.2.3 Grupo Copacabana	33
3.2.4 Grupo Mítu	34
3.3 Unidades do Triásico Superior hasta la actualidad	34
3.3.1 Grupo Pucara	34
3.3.1.1 Formación Chambará	34
3.3.1.2 Formación Aramachay	35
3.3.1.3 Formación Condorsinga	35
3.3.2 Grupo Goyllarisquizga	35
3.3.2.1 Formación Oyón-Chimu	35
3.3.2.2 Formación Santa	35
3.3.2.3 Formación Carhuas	36
3.3.3 Formación Goyllarisquizga	36
3.3.4 Formación Pariahuanca	36
3.3.5 Formación Chulec	37
3.3.6 Formación Pariatambo	37
3.3.7 Formación Jumasha	37
3.4 Unidades Cenozoicas / Depósitos actuales	37
3.4.1 Grupo Jauja	37
3.4.1.1 Formación Ushno	37
3.4.1.2 Formación Matahula	38
3.4.2 Terrazas Fluviátiles	38
3.4.3 Depósitos Glaciaros y Fluvioglaciaros	38
3.5 Rocas intrusivas	38
3.6 Ocurrencias de rocas máficas y ultramáficas	39
CAPÍTULO IV: MARCO GEOTECTÓNICO	41
4.1 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES	41
4.1.1 La Zona de Subducción (Fosa Perú-Chile)	42
4.2.2 Cordillera de la Costa	42
4.2.3 Zona Costera	43
4.2.4 Cordillera Occidental	44
4.2.5 Zona Intercordillerana	44
4.2.6 Cordillera Oriental	45
4.2.7 Zona Subandina	46
CAPÍTULO V: CARACTERIZACIÓN MESOSCÓPICA DE LA LITOLOGÍA DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	48
5.1 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS PRECÁMBRICAS Y DEL PALEOZOICO INFERIOR A MEDIO	48
5.1.1 Grupo Huaytapallana (Neo Proterozoico)	48
5.1.1.1 Filitas	49
5.1.1.2 Metagrawacas	49
5.1.1.3 Clorito Esquistos	50

5.2. CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL PALEOZOICO SUPERIOR	51
5.2.1 Grupo Ambo (Misisipiano)	51
5.2.2 Grupo Tarma (Pensilvaniano)	53
5.2.3 Grupo Mitu (Permiano superior)	54
5.3 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DE LAS UNIDADES DEL TRIÁSICO SUPERIOR A LA ACTUALIDAD	54
5.3.1 Formación Chambará (Triásico superior)	54
5.4. UNIDADES CENOZOICAS Y DEPÓSITOS ACTUALES	55
5.2.2 Unidades Cuaternarias	55
5.5 ROCAS ÍGNEAS	55
5.5.1 Granitoides	55
5.5.2 Afloramientos andesíticos	56
5.5.3 Caracterización litológica de los cuerpos aloctonos ultramáficos	57
5.5.3.1 Anfibolitas	57
5.5.3.2 Peridotitas Serpentinizadas	58
5.5.3.3 Metagabros	60
CAPÍTULO VI: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y ASPECTOS MICROTEXTURALES DE LOS CUERPOS MÁFICOS, ULTRAMÁFICOS Y LITOLOGÍAS ENCAJANTES	68
6.1 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE FILITAS	68
6.2 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE ANFIBOLITAS	72
6.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE SERPENTINITAS	77
6.4 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE METAGABROS	83
6.5. MUESTRAS DE ROCAS ÍGNEAS	85
CAPÍTULO VII: CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICO ESTRUCTURAL MESOSCÓPICA	89
7.1 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS FOTOINTERPRETADOS LINEAMIENTOS.	89
7.1.1 Lineamientos regionales	89
7.1.2 Lineamientos fotointerpretados de las áreas estudiadas	93
7.1.2.1 Área Acobamba	93
7.1.2.2 Área Tapo	95
7.2 ANÁLISIS GEOMÁTRICO DE DEFORMACIÓN DE LAS UNIDADES DEL CICLO PRE – ANDINO	98
7.2.1 Grupo Huaytapallana	98
7.2.2 Grupo Ambo	102
7.2.3 Grupo Tarma	104
7.2.4 Grupo Mitu	105
7.3 ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE DEFORMACIÓN DE LAS UNIDADES DEL CICLO ANDINO	106
7.3.1 Formación Chambará	106
7.4 ANÁLISIS GEOMÁTRICO DE DEFORMACIÓN DE LAS CUERPOS ALÓCTONOS MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS.	107
7.4.1 Peridotitas serpentinizadas	107
7.4.2 Anfibolitas	108
7.4.3 Metagabros	108

7.5 INTERPRETACIÓN DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LAS ZONAS DE ESTUDIO	110
7.5.1 Unidades de bajo grado metamórfico	110
7.5.2. Litologías do Grupo Ambo	111
7.5.3. Cuerpos Ultramáfico-máficos	111
CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS	114
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
ANEXOS	122

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesibilidad de las zonas de estudio	13
Figura 2.1: Ejemplos de medidas de elementos estructurales planares y lineares	15
Figura 2.2: Diagrama de los diferentes elementos de fábrica que pueden definir una foliación	16
Figura 2.3: Características de varios tipos de foliación disyuntiva	17
Figura 2.4: Representación esquemática de los diferentes tipos de elementos de fábrica que pueden definir una lineación	18
Figura 2.5: Nomenclatura básica y arquitectura de los pliegues	20
Figura 2.6: Tipos de geometrías de pliegues menores (Z, S y M) medidas mirando hacia el sentido de la inmersión del pliegue	20
Figura 2.7: Esquema y esfuerzos asociados de las zonas de cizalla	22
Figura 2.8: Indicadores cinemáticos para zonas de cizalla	23
Figura 2.9: Representación de un esquema de elementos de fábrica comúnmente desarrollados en una zona de cizalla, en ambientes metamórficos y zonas poco deformadas con fábricas y estructuras previas residuales	23
Figura 2.10: Geometría de los planos S, C y C´	23
Figura 2.11: Esquema de un plegamiento con varios órdenes	26
Figura 2.12: Sucesión de estados de deformación debido a un proceso progresivo de cizallamiento puro	27
Figura 2.13: Sucesión de estados de deformación debido a un proceso progresivo de cizallamiento simple	28
Figura 2.14: Deformación progresiva en función del vector de movimiento relativo entre bloques rígidos adyacentes	29
Figura 3.1: Adaptación de la carta geológica a escala 1:100 000	31
Figura 3.2: Columna estratigráfica del cuadrángulo de Tarma y ciclos orogénicos ocurridos en el Perú	40
Figura 4.1: Esquema estructural de la cadena Andina de Perú, Ecuador, Bolivia y Norte de Chile	47
Figura 5.1: Mapa geológico del área de Acobamba	66
Figura 5.2: Mapa geológico del área de Tapo	67
Figura 6.1: Mapa de ubicación de muestras Acobamba	87
Figura 6.2: Mapa de ubicación de muestras Tapo	88
Figura 7.1: Plano de lineamientos regionales obtenidos por fotointerpretación de imagen satelital que circunscribe las dos áreas de estudio	91
Figura 7.2: Diagrama de rosetas del conjunto de los sectores 1, 2, 3, 4 y 5 de los lineamientos fotointerpretados a nivel regional	92
Figura 7.3: Plano de lineamientos obtenidos por fotointerpretación de aerofotografías de Acobamba, y agrupamiento de los mismos en sectores	94
Figura 7.4: Diagrama de rosetas del conjunto de los sectores 1, 2, 3 y 4 de los lineamientos fotointerpretados de Acobamba	95
Figura 7.5: Plano de lineamientos obtenidos por fotointerpretación de aerofotografías de Tapo y agrupamiento de los mismos en sectores	96

Figura 7.6: Diagrama de rosetas del conjunto de los sectores 1, 2, 3 y 4 de los lineamientos fotointerpretados de Acobamba	97
Figura 7.7: Diagrama π y de frecuencias de polos de las foliaciones penetrativas S1 de las filitas Grupo Huaytapallana en Acobamba	99
Figura 7.8: Diagrama π de polos de las foliaciones penetrativas S1 de las filitas del Grupo Huaytapallana en Tapo	99
Figura 7.9: Diagrama π y de frecuencias de polos de estratificaciones S0 de los afloramientos del Grupo Ambo en Tapo	103
Figura 7.10: Diagrama π de polos de estratificaciones S0 de los afloramientos del Grupo Ambo de Acobamba	104
Figura 7.11: Diagrama de polos de superficies S0 de estratificaciones del Grupo Tarma en Tapo	105
Figura 7.12: Diagrama π de polos de superficies S0 de estratificaciones del Grupo Mitu en Tapo	106
Figura 7.13: Diagrama π y de frecuencias de polos de foliaciones Sn de los afloramientos serpentinizados en Tapo	107
Figura 7.14: Diagrama π de polos de las superficies S1 de las serpentinitas en Acobamba	108
Figura 7.15: Diagrama π de polos de las foliaciones Sn de anfibolitas en Tapo	109
Figura 7.16: Diagrama π y de frecuencias de polos de foliaciones Sn de los metagabros en Tapo	109
Figura 7.17: Tectónica de la foliación y estratificación en Acobamba	112
Figura 7.18: Tectónica de la foliación y estratificación en Tapo	113
Figura 7.19: Interpretación tectónica de la foliación y estratificación de Acobamba y Tapo	116

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 5.1: Afloramiento de filita con esquistosidad pizarrosa y fábrica planar penetrativa de grano fino deformado, con cuarzo metamórfico actuando como relleno en los planos de foliación	50
Foto 5.2: Afloramiento de clorito esquistos deformado, presenta entre las fracturas venillas de calcita que corta perpendicularmente a la esquistosidad	51
Foto 5.3: Afloramiento de brecha polimíctica con clastos de filitas subangulosas silicificadas, fragmentos de cuarcitas y cuarzo subredondeados	52
Foto 5.4: Muestra de mano de brecha tectónica polimíctica con clastos subredondeados de cuarzo metamórfico y cuarcitas	52
Foto 5.5: Afloramiento de conglomerado polimíctico del Grupo Mitu con clastos subredondeados de cuarzo metamórfico y cuarcitas	53
Foto 5.6: Dique andesítico cortando afloramientos filíticos deformados	56
Foto 5.7: Afloramiento de anfibolita deformada, presenta microplegamiento y porfidoclastos de plagioclasa	58

(sigmas y deltas)	
Foto 5.8: Peridotita alterada con presencia de óxidos de fierro en fracturas, tiene alto magnetismo, en roca fresca su color es gris	59
Foto 5.9: Afloramiento de serpentinita con “fantasmas” de olivino y presencia de óxidos de fierro en fracturas	60
Foto 5.10: Afloramiento milonítico, metagabro con foliación penetrativa	61
Foto 5.11: Vista panorámica del área de Tapo-Tarma	63
Foto 5.12: Vista panorámica del área de Acobamba-Tarma	64
Foto 5.13: Vista panorámica de afloramientos volcánicos e intrusivos en Acobamba	65
Foto 7.1: Afloramiento de filitas con más de dos facies de deformación (dúctil y ductil-frágil) en Acobamba	100
Foto 7.2: Muestras de mano de metagabro fracturadas en plano de esquistosidad penetrativa, está constituido por plagioclasas alargadas, que indican un <i>atractor</i> linear	101
Foto 7.3: Milonita ubicada en el contacto entre el cuerpo ultramáfico y afloramientos filíticos de Acobamba	101

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

Fotomicrografía 6.1: Foliación discontinua en filita plegada asimétricamente	69
Fotomicrografía 6.2: Foliación discontinua en filita crenulada simétricamente.	70
Fotomicrografía 6.3: Microfalla en dominio dúctil-frágil en filita crenulada simétricamente	71
Fotomicrografía 6.4: Filita con minerales opacos que se están alineando y rellenando nuevos planos de crenulación S2	71
Fotomicrografía 6.5: Foliación discontinua en anfibolita con cuarzo metamórfico paralelo a Sn	73
Fotomicrografía 6.6: Microplegamiento intrafolial de cuarzo en anfibolitas con textura nematogranoblástica	74
Fotomicrografía 6.7: Anfibolita con textura nematogranoblástica, se observa la formación de un mineral opaco y otro ya formado con colas de presión simétrica	75
Fotomicrografía 6.8: Porfidoclastos (tipo sigma) de hornblenda fracturada y piroxenos sincinemáticos a una deformación rotacional	76
Fotomicrografía 6.9: Serpentinita con típica textura en malla	78
Fotomicrografía 6.10: Serpentinita con textura <i>ribbon</i> mostrando planos C' de una foliación milonítica	78
Fotomicrografía 6.11: Serpentinita como porfidoclasto sincinemático con sentido sinistro y textura <i>ribbon</i>	79
Fotomicrografía 6.12: Serpentinita con dos tipos de texturas en malla poco notoria y textura no pseudomórfica <i>ribbon</i>	80
Fotomicrografía 6.13: Peridotita en proceso de serpentización con pseudomórfos de olivinos y anfíboles	80
Fotomicrografía 6.14: Serpentina con textura <i>ribbon</i> y fantasmas de olivinos en proceso de serpentización; se observa	81

	también granates cataclasados y crisotilo relleno de venillas	
Fotomicrografía 6.15:	Metagabro, muestra anfíboles y micas con textura nematoblástica, intercalada con bandas de plagioclasas con típico maclado de carlsbad	83
Fotomicrografía 6.16:	Metagabro con textura compuesta de bandas de plagioclasas y masa microgranular	84
Fotomicrografía 6.17:	Metagabro con presencia de carbonatos y maclado tectónico en plagioclasas	85
Fotomicrografía 6.18:	Granito Huacapistana con micas y plagioclasas alteradas	86
Fotomicrografía 6.19:	Riolita alterada en plagioclasas y opacos con formas euédricas	86

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1:	Relación de muestras orientadas para estudio mesoscópico y microscópico de Tapo y Acobamba	122
----------	--	-----

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

En la actualidad, la estabilidad sociopolítica y económica peruana ayuda grandemente al quehacer científico, y esta es una de las razones para que se incremente el conocimiento geológico mediante investigaciones, como lo es este trabajo para el sector de la sierra central del Perú.

El concepto del Ciclo de Wilson, integra toda la fenomenología litosférica, en una etapa de apertura y otra de expansión de un océano, luego sigue una inversión tectónica que, desarrollando una subducción, puede culminar en una colisión continental como un episodio orogénico final.

El cese orogénico y una posterior quietud tectonometamórfica con reequilibrio térmico e isostático de la litósfera afectada, da origen a la exhumación de niveles crustales más o menos profundos y, consecuentemente, la formación de superficies de discontinuidades de gran significado que colocan rocas que se forman en ambientes superficiales sobre rocas que se forman en profundidad. En la práctica hay sobreimposición de depósitos sedimentarios sobre unidades crustales profundas. Estas superficies de discontinuidades de primera importancia son determinantes para la definición de ciclos orogénicos. Reconociendo así una etapa inicial de sedimentogénesis y otra etapa posterior de movilización tectonometamórfica. El post-ciclo y, consiguientemente, da un inicio de un nuevo ciclo con una firma sedimentaria característica.

La sucesión de varios episodios orogénicos que tienden a enmascararse unos con otros exige criterios de separación. Los conjuntos sedimentarios y metasedimentarios, afectados o no por periodos orogénicos, levantan un substrato ígneo-metamórfico de más alto grado, y es por lo tanto la característica principal de un cese de un ciclo orogénico y comienzo de otro. Su estudio visto de esa manera es de gran importancia en la investigación geológica.

Esta concepción teórica sirve para el establecimiento de metodologías de trabajo e investigación en zonas con geología muy antigua. Independientemente de las técnicas utilizadas y cualquiera que sea el dominio de investigación de las Ciencias de la Tierra; de manera fácil se pueden delimitar los siguientes objetivos: definir, descifrar y caracterizar los diversos ciclos o episodios de crecimiento crustal que culminan en episodios tectotérmicos de primera y gran escala litosférica.

Las opciones metodológicas para la separación de ciclos son diversas pero envuelven siempre un trabajo cartográfico de base que procura el discernimiento de núcleos iniciales de crecimiento crustal, de los conjuntos sedimentarios más o menos movilizados por ciclos posteriores y, finalmente, las fases de metamorfismo y deformación originadas por la movilización orogénica.

Los estudios integrados, con contribución de petrologías diversas, estudios tectónicos y estructurales, y obviamente la geocronología, son fundamentales, y parten siempre de una base cartográfica donde las relaciones de campo son

imprescindibles en la colocación de contactos de edad relativa, y la separación de las superficies cartográficas que delimitan los diversos ciclos.

Entre los distritos de Acobamba y Tapo en el cuadrángulo de Tarma (23L), se encuentran dos zonas con afloramientos rocosos de diversos orígenes, algunos de ellos están separados entre sí por discontinuidades metamórficas y estructurales de primera importancia. Es por esta razón que la zona se hace propicia un estudio geológico estructural, esto con el objetivo fundamental de separar los diversos ciclos orogénicos ocurrientes.

Este trabajo que se hizo en estas dos zonas se logró después de un estudio minucioso de campo (toma de datos estructurales y mapeo geológico) que nos ayudó a determinar la geometría, cinemática, fases de deformación y posible modelo tectónico regional en dichas áreas (figura 1.1).

Los afloramientos en donde se hizo este estudio, contienen en buena parte, el basamento pré-Andino del territorio peruano (rocas metamórficas), estando incluida la unidad estratigráfica Grupo Huaytapallana, la cual a su vez forma parte de un gran conjunto de unidades estratigráficas de ciclo pré-Andino de la Cordillera Oriental de los Andes Peruanos: llamado El Complejo Marañón (e.g. Dalmayrac et al., 1988; Jaillard et al., 2000). Los otros componentes litoestratigráficos que afloran en el área, son rocas con orígenes sedimentarios e ígneos, que pertenecen a los grupos Ambo, Tarma, Mítu, Formación Chambará e intrusivos como el Granito Huacapistana. Estas unidades litoestratigráficas tienen contactos con las rocas del Grupo Huaytapallana a través de superficies de discontinuidades de primera importancia. Su inclusión en los ciclos pré-Andinos o no será discutida en capítulos posteriores.

Según, Palacios et al., (1995), los macizos metamórficos observados dentro de las áreas estudiadas se encuentran formando bloques levantados con dirección NO-SE (de manera regional) y litológicamente están constituidos por esquistos, anfibolitas, filitas, cuarcitas y rocas volcánicas metamorfizadas (metagabros) que indican vulcanismo coetáneo a la sedimentación. Estos macizos metamórficos presentan a escala de afloramiento (mesoscópica) y microscópica una variedad de estructuras (fábricas) planares, lineares y pliegues; que se generaron por deformación dúctil durante más de dos ciclos orogénicos. A estas estructuras se superponen eventos (fases) deformacionales, ocurridas durante la Orogenia Andina.

En las rocas sedimentarias que están circunscritas en las dos áreas de estudio y que pertenecen a las edades Paleozoico y Mesozoico, se diferencian también deformaciones que ocasionaron plegamientos y fracturamientos, en dominios al parecer frágil dúctil. La diferencia litológica tiene importancia preponderante en la manifestación de las estructuras sedimentarias (plegamientos) que ocurren en las dos áreas de estudio, en especial en el área de Tapo.

La perspectiva en el reconocimiento de ciclos en la geología regional hecha en Palacios et al., (1995) y otros trabajos de síntesis siguen la misma opción. Son ejemplos de lo mencionado los trabajos de (e.g. Dalmayrac et al., 1988; Jaillard et al., 2000).

1.1 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

Las dos zonas de estudio se ubican en los Andes del Perú central (Cordillera Oriental). Según los pisos altitudinales están comprendidas en la región Suni, sobrepasando los 3500 m.s.n.m. y tienen como límite superior los 4300 m.s.n.m., las dos zonas ocupan un área de 60 Km².

De acuerdo a la demarcación geopolítica peruana, estas dos zonas se encuentran circunscritas, en la Departamento de Junín, Provincia de Tarma, Distritos de Acobamba, Tapo y Huasahuasi. Las coordenadas UTM que ubican las dos áreas de estudio son las siguientes:

<u>Área Acobamba</u>		<u>Área Tapo</u>	
430 000 E	8 752 000 N	433 000 E	8 745 000 N
436 000 E	8 752 000 N	438 000 E	8 745 000 N
436 000 E	8 748 000 N	438 000 E	8 739 000 N
430 000 E	8 748 000 N	433 000 E	8 739 000 N

Es accesible por la carretera central asfaltada que va desde Lima - La Oroya - Tarma - La Merced. También es posible acceder a la zona de estudio por dos vías más de comunicación; por la carretera asfaltada Lima - Huancayo - Tarma, y por vía férrea Lima - La Oroya - Cerro de Pasco (Figura 1.1).

1.2 CLIMA Y VEGETACIÓN

La característica climática de esta región es templado frío, tiene una media anual de 7° a 10° C., es así que, entre los meses de diciembre hasta fines de marzo, la zona de estudio tiene una regular temporada de lluvias y neblinas; en el cual ocasionalmente se presentan tormentas eléctricas con granizo y que son frecuentes en las cumbres altas. Las nevadas también ocurren de forma ocasional y cubren con nieve zonas que sobrepasan los 3 500 m.s.n.m. El descenso brusco de la temperatura causa las “heladas”, en el cual las aguas que corren por los pequeños riachuelos y quebradas llegan a congelarse, alcanzando algunos centímetros de espesor.

Desde abril hasta finales de noviembre se presenta una larga sequía, caracterizada por caídas de temperatura y presencia de fuertes vientos . Entre mayo y junio las temperaturas bajan bruscamente en horas de la noche , y es en esta parte del día en donde estas llegan a alcanzar valores negativos , creando así el fenómeno de gelivación que afecta a las rocas , fracturándolas aprovechando los espacios vacíos que son generadas por las foliaciones y diaclasas.

El mes de agosto se caracteriza por la fuerte presencia de vientos que tienen dirección NE generalmente; en septiembre se presenta una característica sequía que llega hasta finales de noviembre y es en este momento en el que se inicia nuevamente la temporada de lluvias y neblinas .

La vegetación existente en la zona depende principalmente de la época de lluvias; los arbustos, hiervas, árboles, pastizales y las áreas de cultivo subsisten en zonas “protegidas” de las heladas (planicies o terrazas fluviales) o donde la presencia de agua y suelos son favorables.

1.3 ANTECEDENTES

Pocos son los trabajos publicados sobre geología estructural a detalle en la zona de estudio, en su mayoría son trabajos de índole regional, exploratorio y minero. Además poco o nada es lo que se conoce de complejos ofiolíticos en el territorio peruano. En los siguientes párrafos citamos en orden cronológico a los autores y puntos más resaltantes de los estudios que se hicieron tanto a nivel regional y minero.

Mc. Laughlin (1924) en Megard (1978) sintetiza los datos geológicos recogidos por la empresa “Cerro de Pasco Corporation”; estableciendo así las grandes líneas de la estratigrafía en los Andes del Perú central y un primer esquema de su evolución estructural; reconoce también la existencia de un substrato plegado pre-Mesozoico y de varias fases de deformación en la tectogénesis andina.

Steinmann en el año de 1929, establece con argumentos indirectos la existencia de un substrato metamórfico precambriano en la costa sur y en la Cordillera Oriental, el cual dice fue afectado por una tectónica intensa durante la “*Marañonische Faltung*”, este habría sido cubierto después de un largo período de erosión por las series ordovicianas.

Kobe & Ballón (1958), hicieron un estudio geológico en la zona de Tapo por la mineralización de cromita. Los estudios realizados fueron caracterizaciones de tipo mineralógico, petrográfico y geoquímico, para empresa Cerro de Pasco Corporation – La Oroya.

Ballón (1958), hace un trabajo de geoquímica de rocas y suelos, en el cual determina una correlación de valores de Ni y Co. Los valores de Ni alcanzaron en roca hasta 5000 ppm y Co hasta 150 ppm.

Dalmayrac (1970) confirma el primer esquema y discordancia reconocida por Steinmann entre las formaciones ordovícicas y el zócalo cristalofílico, atribuyéndole también una edad precámbrica.

Megard (1973) en estudios que hizo en los andes centrales peruanos, señala una serie metamórfica única paraderivada proveniente de la disgregación de un zócalo siálico, indica además la presencia de rocas ultrabásicas. Dentro de este estudio precisa que la tectónica precámbrica es polifacética y reconoce dos fases isoclinales superpuestas de las cuales la más reciente es la responsable de la foliación visible a escala de afloramiento. La cadena precámbrica mencionada por Megard deriva de un metamorfismo intermedio de baja presión y fue individualizada localmente desde el Devónico.

Guillon & Zegarra (1977), afirman que las formaciones precámbricas, fueron levantadas por los movimientos “*uplifting*” que se produjeron en el herciniano y también durante la orogenia andina. En el estudio que se hizo en las rocas ultrabásicas en Huánuco desestiman la posibilidad de que se trate de ofiolitas.

Litológicamente Megard (1978), menciona que las rocas precambrianas del Perú central son exclusivamente metamórficas y son conformadas por: sericitoesquistos, micaesquistos y paragneises a los cuales están asociados cuarcitas, mármoles, prasinitas y anfibolitas, algunos gabros y peridotitas y finalmente escasos granitoides de anatéxia. En el mismo trabajo de investigación este autor refiere al complejo metamórfico de Tapo como un diapiro que ha sido inyectado en el Paleozoico superior a lo largo de una estructura fallada andina; menciona también que se encuentra constituida por bloques de peridotitas poco alteradas y prácticamente no deformadas, separadas por tabiques de serpentina; el borde del macizo esta íntegramente constituido por serpentina y muestra pliegues de derrame.

Fujiyoshi (1981), hace un trabajo de radiometría tomando dos muestras en los esquistos “Precambrianos” del Grupo Huaytapallana; este trabajo se hizo por el método Rb – Sr en biotitas al NE de Tarma. Según este estudio se determina edades que no encajan a las edades propuestas hasta antes del año 1981, y posiciona al macizo metamórfico “Huaytapallana” en edades entre el Carbonífero y Triásico.

Matos & Hernández (1993), en un artículo sobre la Mina San Felipe de Tapo, hacen una breve descripción de la geología de la mina y alrededores, y hacen énfasis en la explotación mecánica de la cromita. Y define dos tipos de ocurrencia de este mineral, el de tipo podiforme y estratiforme. Estos autores se basan en trabajos anteriores que mencionan a Fernando de las Casas, Mariano Iberico (1958), Robert Zeller (1966) y H.D. Luncerford (1965), I.V. Harrison (1939) y Francois Megard (1979).

Palacios et al., (1995), refiriéndose a las rocas del Precámbrico a nivel regional, afirma cuatro fases tectónicas, basándose en estudios microestructurales hechos por los geólogos franceses Dalmayrac B., Laubacher G., Marocco R. (1977) y Megard F. (1979).

Megard et al., (1996), en trabajos geológicos de nivel regional hechos en los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos, a escala 1/100000; muestra observaciones y gráficos microestructurales en esquistos, pero estos son limitados a pocos afloramientos y tienen un valor bastante general.

Schaltegger et al., (2006), en un artículo presentado al VIII Congreso de Geología del Perú, evidencia metamorfismo polifásico en las unidades estratigráficas que están en el Ordovícico, Silúrico y Carbonífero en Cordillera Oriental peruana, haciendo dataciones en plutones, en el centro y norte del Perú, y sur de Ecuador.

Chew et al., (2007), con un artículo escrito para la Sociedad Geológica Americana, habla de una muestra extraída del Granito Huacapistana ubicado al

oeste de Tarma la cual forma parte del área de estudio en la zona de Acobamba. Este autor demuestra la presencia de un evento metamórfico y magmático dentro del Ordovícico temprano a medio en la cordillera oriental, estimando así un metamorfismo de edad Famantiano

Rodríguez et al. (2007), en un informe sobre una visita de campo a las zonas de Tapo y Acobamba, menciona cizallamiento frágil-dúctil en una secuencia de esquistos y filitas en Huaylahuichan, tres fases de deformación en filitas del Grupo Huaytapallana y metamorfismo retrogrado por la ocurrencia de magnetita, en afloramientos peridotíticos serpentinizados.

Castroviejo et al., (2009a) descarta la afirmación de Megard (1979) en el que menciona que el cuerpo ultramáfico de Tapo pertenece a un diapiro que fue inyectado por una falla andina en el Paleozoico. Esta idea del diapiro fue mantenida hasta antes del año 2007 y fue reinterpretado y publicado en el 2009.

Cabe mencionar que se contó con información actual muy importante, como son: informes técnicos, mapeos geológicos e interpretaciones obtenidas de las salidas de campo que hicieron los alumnos de la Maestría Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales" a la zona de Tapo en los años 2006 y 2007.

1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La ocurrencia de cuerpos ultramáficos en la Cordillera Oriental de los Andes Centrales peruanos, tiene un interés relativo en contenidos de mineralización, expresamente en términos de yacimientos de cromita y respectiva explotación minera (e.g. Kobe, 1958; Grandin et al., 1977), pero encierra un elevado interés científico para la comprensión de la geología regional.

El conocimiento de estos afloramientos en la región de Tarma y Huánuco motivo una serie de visitas de estudio en el ámbito de la Maestría Internacional de Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales, y también de campañas de campo con el objetivo de plantear e investigar la hipótesis de que se traten de cuerpos ofiolíticos (e.g. Castroviejo et al., 2009a).

Esa hipótesis fue recientemente confirmada (Castroviejo et al., 2009a; 2009b; 2010), con base de trabajos de cartografía, análisis estructural e investigación mineralógica, petrológica y geoquímica asociada (Castroviejo et al., 2009c), contrariando así las ideas previas de que estos cuerpos correspondan a una intrusión diapírica de un magma máfico-ultramáfico (e.g. Grandin et al., 1979; Grandin y Zegarra, 1979).

La confirmación de la naturaleza oceánica de estas rocas, implica su implantación tectónica sobre una porción litosférica continental, lo que acontece durante un periodo orogénico. Así para la completa comprensión de estos cuerpos máfico y ultramáfico que ocurren en las regiones de Tarma y Huánuco, es de suma importancia un conocimiento de su encuadramiento geológico

regional, expresamente en lo que respeta a la definición de ciclos orogénicos con los cuales esas ocurrencias puedan estar relacionadas.

En la región de Tarma, la ocurrencia de estos cuerpos presenta una geología muy diversa (ver capítulos sobre antecedentes bibliográficos y encuadramiento geológico regional), donde es posible la distinción y caracterización de las unidades y deformación del ciclo andino, junto a las unidades y deformación de los ciclos pre-andinos. Esta distinción y caracterización, juntamente con las relaciones de terreno de los cuerpos ofiolíticos con las diversas unidades, contribuirán decisivamente para su integración en uno de los diversos ciclos orogénicos reconocidos.

La necesidad de trabajos a detalle que se hacen en las investigaciones científicas requiere información cartográfica también detallada. No obstante el buen trabajo sobre el proyecto de la carta geológica del Perú que hace el INGEMMET, en ciertos casos no ayuda a trabajos pormenorizados, esto por la escala de trabajo y la información bibliográfica de manera general. Además poco es lo que se conoce sobre información geológica estructural en dominio dúctil en los macizos metamórficos en las zonas de estudio, ver figura 1.1.

Así pues, en la Cordillera Oriental, en el centro del Perú, existen zonas con afloramientos metamórficos, sedimentarios, ígneos y volcánicos, que poseen poca información geológica y científica a escala de detalle. En las zonas vistas en la figura 1.1 que comprenden los cerros de Pardo Micunan, Rargapunta, Huancamarca y Huaylloccha (área Acobamba); Chacchapata, Patapata, Junic, Azulpuquio y Julijacha (área Tapo), se encuentran macizos metamórficos deformados con diferente litología que sobreyacen a afloramientos sedimentarios y volcánicos del Grupo Ambo.

Esta gran diversidad geológica, juntamente con la ocurrencia de fragmentos de unidades ofiolíticas, se puede intentar establecer los diversos ciclos tectonosedimentarios, y permitir tentativamente correlacionar y testimoniar una antigua litosfera oceánica con uno de los ciclos ocurridos, o por lo menos situarlo temporalmente en relación al Ciclo Andino.

En el área de Tapo, existe un cuerpo de peridotita serpentizada, el cual presenta mineralización de cromita de tipo podiforme y diseminado, relacionada a capas con deformación dúctil, como lo confirmó Kobe (1958a), lo que indica que hubo deformación localmente extensiva en capas o niveles competentes los cuales se separaron total o parcialmente en fragmentos tipo “lentejones” poco distinguibles en la actualidad.

Esta ocurrencia tiene por lo menos dos fases de deformación dúctil y esta tectónicamente sobrepuesta (e.g. Castroviejo et al., 2009) en unidades sin metamorfismo del Paleozoico Superior (Carbonífero – Pérmico).

Ya en Acobamba, ocurren dos cuerpos paralelos y alargados con dirección NO-SE, los cuales también están serpentizados, y están enclavados con fuerte cataclasis en macizos filíticos deformados y mapeados en la misma unidad litoestratigráfica (Grupo Huaytapallana). Estos cuerpos peridotíticos tienen

ocurrencia de magnetita generadas por un posible fenómeno de metamorfismo retrogrado.

Entonces por lo mencionado en los párrafos anteriores, se puede evidenciar y discutir fenómenos de deformación tectónica ocurridos en épocas diferentes, los cuales generaron diferentes tipos de fábricas en sus afloramientos rocosos actuales. Palacios et al., (1995), indica que el relieve del Perú es fruto de sucesivos ciclos orogénicos comprendiendo entre ellos varias etapas de sedimentación, deformación, levantamientos y finalmente, de erosión y peneplanización.

1.5 HIPÓTESIS

Durante una visita de campo efectuado a la zona de estudio, se observó en las rocas metamórficas del Grupo Huaytapallana y los cuerpos peridotíticos serpentinizados, foliaciones con simetría monoclinica y una fuerte lineación asociada a indicadores cinemáticos (porfidoclastos), que son indicadores de fuerte vorticidad inducida por cizallamiento; esto obliga a que se admita la hipótesis de haber contactos con movimientos tectónicos antes del Ciclo Orogénico Andino. Las observaciones mesoscópicas en la zona muestran que las foliaciones, esquistosidades, lineaciones de crenulación, lineaciones de mineral y pliegues pequeños son penetrativos.

Además, los tres cuerpos serpentinizados reconocidos en ambas zonas de estudio tienen contactos de tipo tectónico con fuerte cataclasis enmarcados en un régimen dúctil y dúctil-frágil. Esta cataclasis de contacto solo ocurre entre unidades litoestratigráficas que pertenecen al Ciclo Orogénico Preandino (Hercínico); las superficies de contacto y la cinemática mencionada en el párrafo anterior dan indicios para suponer que estos cuerpos serpentinizados pertenezcan a cuerpos alóctonos, relacionados a una obducción de placa litosférica oceánica sobre litologías de placa continental.

Otra observación de campo a tomar en cuenta, es el salto brusco de grado metamórfico encontrado entre unidades litológicas y litoestratigráficas que están ubicadas dentro de un ciclo orogénico (Grupo Huaytapallana). En el área de Acobamba las serpentinitas sobreyacen a filitas de bajo grado metamórfico, y en Tapo las ultramafitas se encuentran sobre sedimentos volcánicos retrabajados del Grupo Ambo.

Estas ubicaciones estratigráficas actuales y la litología máfica y ultramáfica apoyan también la hipótesis de que la zona de estudio sea parte de un conjunto geológico regional con afiliación ofiolítica posiblemente erosionada.

La investigación de la naturaleza de contactos entre unidades del Ciclo Orogénico Preandino y algunas del Ciclo Orogénico Andino están siendo interpretados como contactos de naturaleza tectónica.

De acuerdo a la interpretación que Palacios et al., (1995) hace sobre tectorogénesis del Perú y diferenciando unidades estratigráficas, y a su vez ubicándolas en los ciclos orogénicos ocurridos, se puede distinguir de manera

inmediata tres ciclos orogénicos con diferentes fases, ocurridas en el área de estudio, que trajeron variados tipos de fabricas en las rocas allí aflorantes (ver figura 3.2).

1.6 OBJETIVOS

Los objetivos planteados en este estudio están basados esencialmente en trabajo de campo y observación de láminas delgadas para la caracterización microestructural, y son:

- Revisar la cartografía geológica de los sectores a estudiar .
- Analizar, geométrica y cinemáticamente la deformación .
- Diferenciar los diversos ciclos orogénicos presentes en la región.
- Presentar un modelo tectónico regional del área de estudio.

1.7 METODOLOGÍA DE TRABAJO

El desarrollo del presente tema de investigación se ha realizado básicamente en cuatro etapas, entre ellas trabajos de gabinete y campo. Estos trabajos fueron llevados a cabo durante los meses de octubre, noviembre y diciembre del año 2007 y junio del 2008. Las actividades se realizaron de acuerdo a la aplicación del método científico, que a continuación se describe.

- 1) Observación, reconocimiento de los tipos de fábricas y de las estructuras en los afloramientos a lo largo de una serie de itinerarios preestablecidos.
- 2) Toma de datos de orientación y descripción cuantitativa para la interpretación geométrica de las estructuras en el afloramiento.
- 3) Análisis de los datos y elaboración de un esquema de eventos tectónicos, que se expreso por medio de gráficos estadísticos y mapas.
- 4) Interpretación de los datos en términos de cinemática y dinámica e integración en un marco geológico regional tomando en consideración lo observado en todos los afloramientos.

1.7.1 Trabajo inicial de gabinete

Esta fase comprende la recolección de información cartográfica, su preparación para los trabajos de campo, y la recolección de información bibliográfica relativa a la geología del área de trabajo. La información cartográfica y bibliográfica actual se recopiló de las instituciones :

- Del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), se recopiló: bibliografía, mapa geológico regional en versión digital e imágenes de satélite. Las imágenes de satélite adquiridas del INGENMET fueron: con bandas 7, 4, 2 RGB para discriminación litológica, banda 4 para identificación de lineamientos y fallas de envergadura regional e imagen con anomalías para discriminación óxidos y arcillas, y óxidos-arcillas.
- Del Instituto Geográfico Nacional (IGN), se compró fotos aéreas para identificación de estructuras, delimitación litológica y, también para facilidad de transferencia de datos fotointerpretados, a escala de detalle.

- Del Ministerio de Agricultura, se adquirió planos topográficos a escala 1:25 000, para generar el plano topográfico digital base.
- Del internet se recopiló información bibliográfica básica sistematizada.

Los planos topográficos obtenidos del Ministerio de Agricultura fueron generados por restitución fotogramétrica en el año 1967; y las hojas que se utilizaron en este estudio son:

- Palca 23L-II-NE.
- Acobamba 23L-II-NO
- Maco 23L-II-SE.

La información bibliográfica recopilada fue integrada, y paralelamente se realizó trabajos de interpretación de imágenes de satélite (escala 1:100 000) y aerofotografías (escala 1:60 000), que nos sirvió para la identificación de estructuras más jóvenes como lineamientos (posible deformación frágil) y discriminación litológica a escala regional y de detalle. En las imágenes de satélite y mapa geológico de Tarma 23L se tomo especial énfasis en el sector SE, que enmarca el área de influencia y la totalidad de las zonas de estudio.

Los contactos de las diversas unidades estratigráficas existentes en la cartografía publicada por el INGEMMET fue nuestro punto de partida para la implantación de los contactos litoestratigráficos en las cartas a escala 1:25 000; también se implantaron los lineamientos, fallas y puntos cruciales para revisión en el campo, todos obtenidos de la fotointerpretación y teledetección.

En esta etapa inicial se hizo la primera versión escrita de los primeros capítulos de la tesis relativos a la ubicación geográfica, marco geológico regional, marco geotectónico y trabajos antecedentes sobre la geología de la región en donde se localiza el área en estudio.

1.7.2 Trabajo de campo

Esta fue la fase crucial en esta investigación geológica. De forma sucinta debe mencionarse que sin datos de campo no se puede defender una tesis con cualquier tema propuesto. Los trabajos de esta fase constan de la revisión cartográfica, investigación de la naturaleza de contactos entre unidades litológicas, y recolección de datos estructurales. Además de ser crucial en esta etapa se optó por dividirla en tres sub etapas que son descritas en los siguientes párrafos.

- Revisión Cartográfica e investigación de la naturaleza de los contactos entre unidades geológicas aflorantes en el área de estudio.

Durante los trabajos de campo preliminares llevados a cabo en el área en estudio durante las clases del curso R6, del Master Internacional "Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales" mostraron que, a pesar que la carta geológica a la escala 1:100 000 publicada por el INGEMMET es de buena calidad. Pero, algunos de los contactos ahí publicados no presentan el rigor necesario para un trabajo de análisis estructural a escalas

mayores (1:25 000 o 1:10 000). Este hecho obliga a que durante los trabajos de análisis estructural se pormenore y mejore la cartografía de contactos en algunos casos.

- Análisis estructural.

Además de la investigación de contactos, fue céntrico en la presente investigación el análisis estructural geométrico y cinemático de los diversos conjuntos de unidades estratigráficas, tanto del Ciclo Orogénico Preandino y Ciclo Orogénico Andino de niveles estructurales profundos y poco profundos, respectivamente. Para esto se recolectó datos estructurales mesoscópicos planares (superficies de estratificación y foliaciones metamórficas) y lineales (ejes de pliegues, lineaciones de intersección y lineaciones minerales). Estos datos se organizaron por fases de deformación de acuerdo con la metodología presentada y estudiada en el curso R6.

- Recolección de muestras orientadas.

Un 98 % de muestras extraídas fueron orientadas; aquí se tomó especial cuidado en su orientación y posición en el afloramiento, esto para la elaboración de láminas delgadas. El objetivo, de esto fue, para la caracterización petrográfica y microestructural.

1.7.3 Tratamiento de datos de terreno

En esta etapa, se ordenaron los datos estructurales obtenidos en el campo en una base de datos adecuada para el uso del programa STERONET. Las muestras orientadas y los puntos de reconocimiento fueron ploteados; esto nos ayudó a delimitar y corregir algunos contactos de la geología regional hecha por el INGEMMET, y principalmente a la interpretación geológica superficial.

Para la elaboración de planos, se hizo trabajos de georeferenciación y vectorización de los contactos de planos de campo originales, esto para convertirlos en formato digital, lo cual conlleva a tener una mejor presentación, reproducción múltiple y rápida. Esto se logró utilizando programas como el AUTOCAD y ARC GIS.

En esta fase se hizo también la preparación de las láminas delgadas y cortes específicos en muestras mesoscópicas para descripción. Se inició la escritura de los capítulos dedicados a la litoestratigrafía de la región y de la presentación de los datos del análisis geométrico y cinemático. Para la preparación de las muestras en secciones delgadas, estas fueron enviadas al laboratorio de petrología del INGEMMET.

Durante la preparación de secciones delgadas se supervisó al técnico del laboratorio para obtener la posición y los cortes deseados en las muestras.

1.7.4 Estudio micro estructural, organización y redacción final de la tesis.

En esta etapa, quedo concluido el estudio estructural con la observación de las láminas delgadas y respectivo estudio estructural. Para los estudios petrográficos y estudio microestructural se utilizaron microscopios de dos laboratorios como, el de petrología del INGEMMET y el de la escuela profesional de Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional del Altiplano de Puno.

Gran parte de este trabajo se hizo con la supervisión del orientador o director de tesis, aquí también fueron discutidos y presentados todos los resultados del tratamiento de los datos estructurales, cartografía producida, e hipótesis de interpretación establecidas.

Luego de discernir las conclusiones y recomendaciones del trabajo de investigación efectuado, quedo expedita la tesis para su defensa.

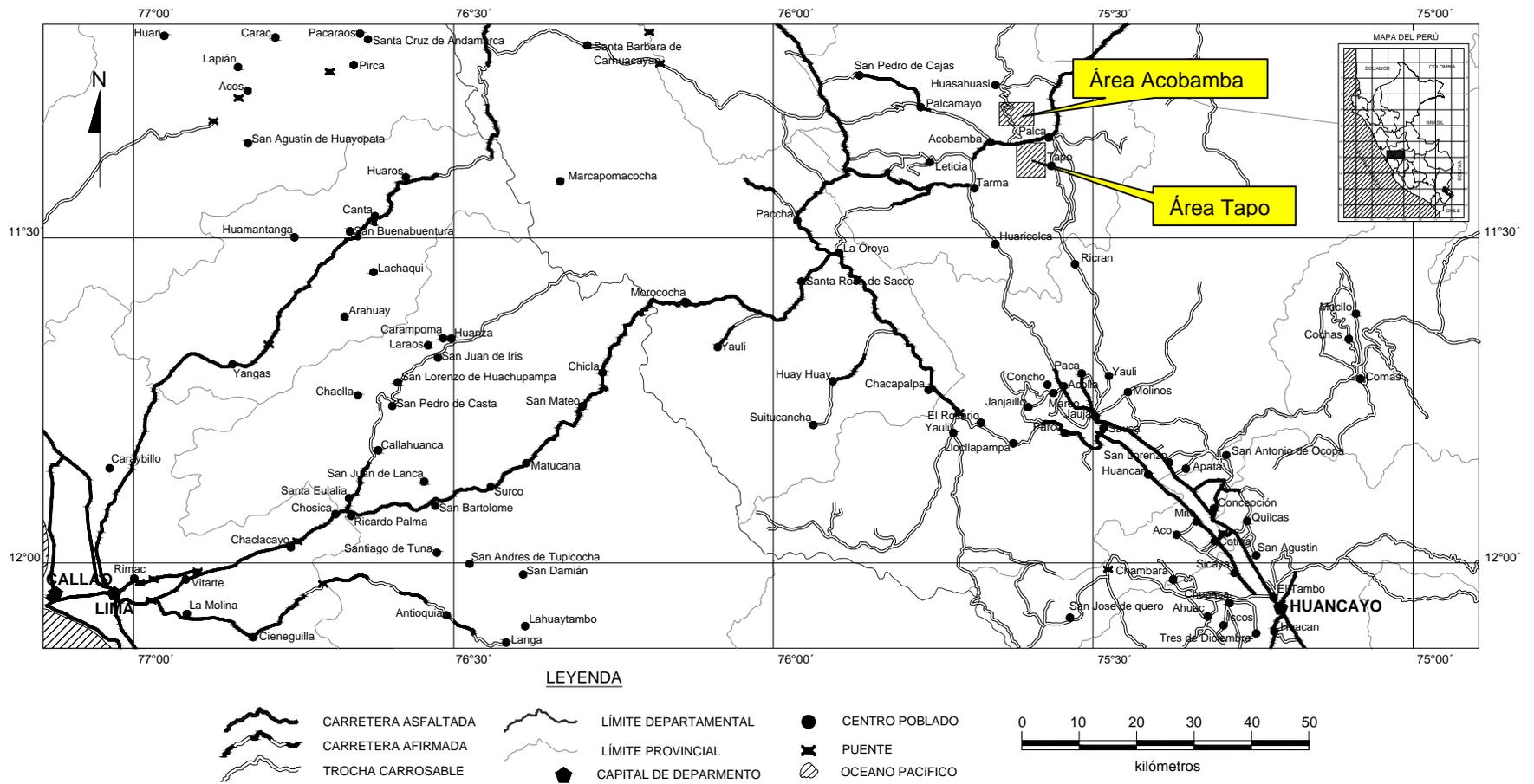


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesibilidad de las zonas de estudio. Sector de la región central del Perú (FUENTE: MTC).

CAPÍTULO II: BASES FUNDAMENTALES PARA LA COMPRESIÓN DE ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

Gran parte de este trabajo, en particular en lo que respecta a la obtención de datos de campo, se refiere a las técnicas y conceptos utilizados en Geología Estructural. Por esa razón, y antes de la presentación de los datos de campo, optamos por incluir este capítulo con el objetivo, de presentar sintéticamente los conceptos fundamentales para un entendimiento de los datos recolectados en una interpretación estructural y tectónica.

Cualquier trabajo de investigación en geología estructural y tectónica envuelve fundamentalmente las siguientes etapas.

1. Observar, reconocer y describir meso y microestructuras;
2. Medir la orientación de las estructuras individuales y determinar orientaciones regionales medias;
3. Cambiar de escala – reconocer e interpretar macro y megaestructuras, o sea, estructuras a escala de carta geológica o mayor;
4. Entender el origen de las estructuras, conocer los mecanismos de deformación de las rocas y aplicar modelos de deformación;
5. Establecer la historia deformacional de la región estudiada.

Estas tareas son el objetivo de la Geológica Estructural y anteceden a la interpretación de los procesos geodinámicos litosféricos que son objeto de estudio de la Tectónica. Para llevar a cabo todas estas tareas es necesario conocer, dominar y aplicar una serie de conceptos básicos en Geología Estructural. Sin hacer una descripción exhaustiva de esos conceptos, presentamos a lo largo de este capítulo, aquellos que se consideren esenciales para la interpretación de los datos recogidos en el terreno. Son los siguientes:

- Componentes principales de la deformación geológica: Cambio de forma y transporte de cuerpo rígido;
- Principales mecanismos de deformación geológica: Cizallamiento Puro y Cizallamiento Simple
- Regímenes de deformación coaxial y no-coaxial
- Deformación progresiva y gradientes espaciales de las fábricas de tectonitos.

2.1 OBSERVACIÓN, RECONOCIMIENTO Y DESCRIPCIÓN DE MESO Y MICROESTRUCTURAS

Cualquier tipo de estructura observable, es siempre posible de clasificarla en lo que respecta a su geometría, a su comportamiento mecánico y a su cinemática, razón por la cual se habla frecuentemente del análisis geométrico, mecánico y cinemático.

En geología, desde un punto de vista geométrico se comparan las estructuras geológicas con elementos geométricos (planos y líneas), entonces para nuestro caso, estos elementos nos representarían (figura 2.1):

- Estructuras planares (foliación, estratificación, planos axiales de pliegues) se toman datos bien como rumbo o azimut y buzamiento más sentido de buzamiento, teniendo en cuenta la regla de la mano derecha.
- Estructuras lineales (ejes de pliegue, crenulaciones, lineaciones de minerales), se toman datos siempre por su dirección de inmersión y su inmersión (*plunge*). En estas estructuras se podrá medir también el cabeceo (*pitch*) sobre un plano que contenga a la lineación, casi siempre una foliación. Así en la orientación de elementos o estructuras lineales obtendremos una inmersión y sentido de la inmersión.

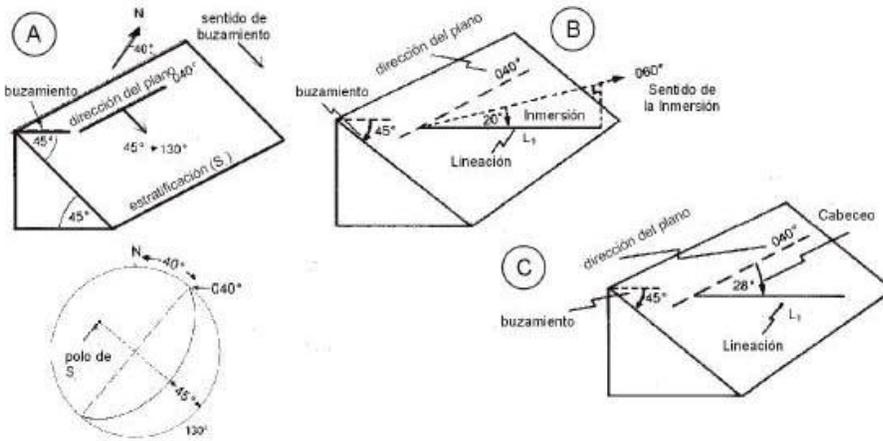


Figura 2.1: Ejemplos de medidas de elementos estructurales Planares (A) y Lineales (B y C). A) Plano buzando 45° hacia los 130° (N040°E 45°E). B) Línea con una inmersión de 20° (Inmersión, o “*plunge*”) hacia los 060° (sentido de la inmersión) y cabeceo (“*pitch*”) de una lineación que se encuentra sobre el plano anterior. C) Medida de la lineación mediante el cabeceo (28°E desde la dirección del plano). Adaptado y modificado de MacClay (1992).

El reconocimiento y descripción de estructuras mesoscópicas son de muchísima importancia en trabajos de geología estructural, mientras se tenga el mayor número posible de mediciones de estructuras a escala mesoscópica será mejor para la interpretación de estructura regional. Así, por ejemplo, los ejes de pliegues y las lineaciones de crenulación dan la orientación de los ejes de los pliegues mayores de interés cartográfico. Las medidas de estratificación y foliación permiten trazar sobre el mapa los contactos litológicos de las formaciones que se van a diferenciar. Es importante establecer la orientación dominante de las estructuras, para representar las medidas en una proyección estereográfica y calcular su concentración estadística.

Las principales estructuras en este trabajo son las siguientes:

2.1.1 Estratificación

En regiones de unidades sedimentarias y metasedimentarias de bajo grado metamórfico, esta es la estructura básica a seguir a nivel cartográfico para definir la macroestructura de las formaciones. Las medidas estructurales que se toman son la dirección y buzamiento del plano de estratificación.

2.1.2 Esquistosidad o foliación

Son las estructuras más abundantes en las rocas metamórficas. Las foliaciones se generan por que son adaptaciones de los constituyentes de las rocas a las nuevas condiciones mecánicas ejercidas por un cuerpo hacia otro Machare & Rodríguez (2007).

La esquistosidad es una fábrica planar en la roca, que se forma paralela a los planos axiales del pliegue, definiendo así el elemento estructural más importante de los macizos metamórficos como se dijo anteriormente.

Esta esquistosidad se produce por deformación y recristalización de los granos minerales dentro de la roca, hasta producirse una orientación preferente. Las esquistosidades en su mayoría son penetrativas a una escala mesoscópica a diferencia de lo que sucede con las diaclasas o fracturas.

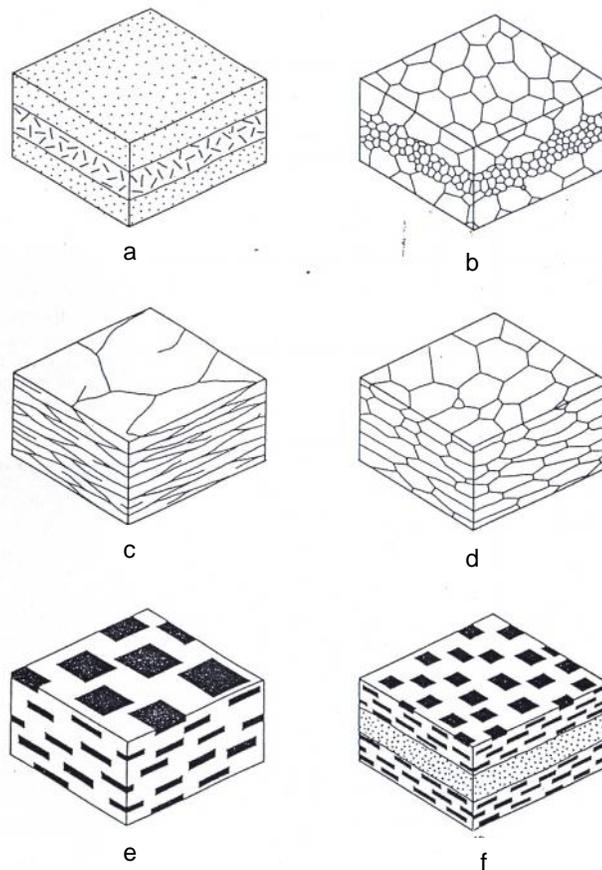


Figura 2.2: Diagrama de los diferentes elementos de fábrica que pueden definir una foliación: a) Banded structure of different composition, b) Spatial variation of mineral composition or grain size, c) Discontinuities such as micro-faults or fractures very close to each other or approximately parallel, d) Preferred orientation of grain boundaries (e.g. micas), e) Preferred orientation of planar mineral aggregates. These different microstructures can be combined and as such f) represents a combination of a + e which is very common both in sedimentary rocks and in metamorphic rocks, adapted from Hobbs et al., (1981).

La clasificación de los diferentes tipos de esquistosidades se hace con la clasificación morfológica de Twiss (1992), (ver figura 2.3). Se pueden identificar con frecuencia varias foliaciones que corresponden a diferentes eventos tectónicos, si bien en las zonas más profundas generalmente se verá una foliación o esquistosidad dominante y su deformación posterior. Esta deformación adquiere a veces el aspecto de una crenulación más o menos espaciada.

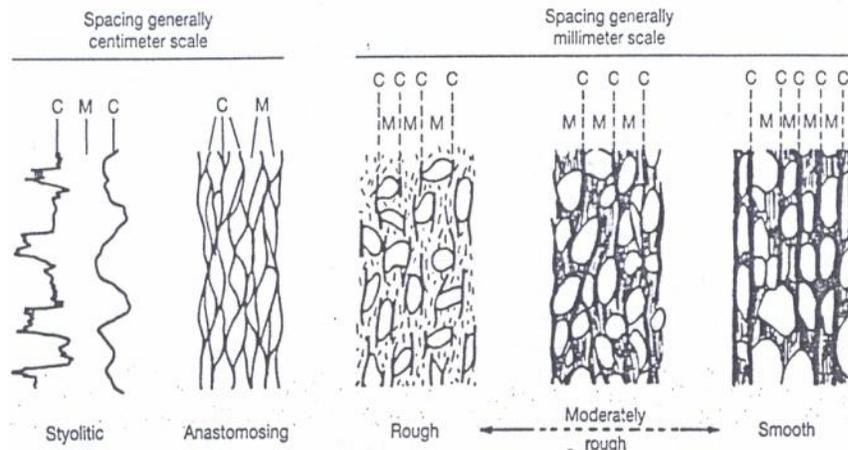


Figura 2.3: Características de varios tipos de foliación disyuntiva. C marcas de clivaje dominante; M marcas de microlitos. Note el cambio de escalas de centímetros a milímetros, adaptado de Twiss (1992).

Dada la intensa deformación de las rocas, la foliación será frecuentemente paralela a los contactos litológicos por lo que, junto con la estratificación, será la estructura básica que servirá para definir la orientación de los contactos en el mapa de unidades y litológicamente distintas entre si.

La descripción de la esquistosidad en el campo se designa con la letra S con un número asociado. Este número representa la sucesión de superficies de foliación que se pueden generar a lo largo del tiempo, desde la estratificación (S0) (estructura primaria no tectónica), siguiendo luego S1, S2,Sn, por un orden sucesivo de formación:

- S0 o Ss: Estratificación
- S1: Esquistosidad primera fase
- S2: Esquistosidad segunda fase
- ...
- Sn: Esquistosidad de fase n

2.1.3 Lineaciones

Las lineaciones son fábricas penetrativas de la roca (familia de "líneas" paralelas), de típico carácter lineal y repetitivo, se denotan con la letra "L", ver figura 2.4. Los tipos más importantes son:

- Lineaciones de intersección, son formadas por la intersección de dos familias de estructuras planares, las mas usadas en geología son las

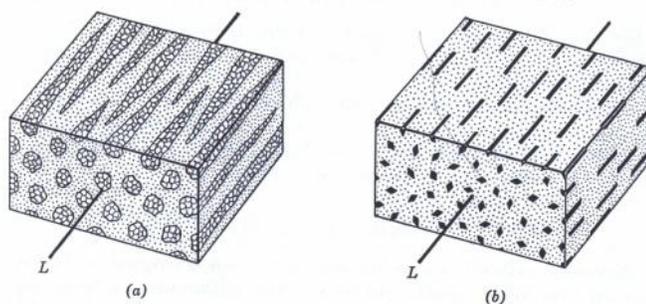
intersecciones entre estratificación y clivaje pizarroso (ej. S0 y S1, o bien dos esquistosidades por ejemplo Sn y Sn+1).

- Lineaciones de crenulación, definidas por las líneas de charnelas de un plano de esquistosidad previo.
- Lineaciones de estiramiento, definidas por objetos pretectónicos contenidos en la roca, tales como los oolitos, nódulos o fósiles .
- Lineaciones minerales, definidas por la orientación preferente de granos minerales metamórficos cristalizados o recristalizados de formas euhedrales o subhedrales alargados (anfíboles, turmalina, sillimanita), o por minerales planares como las micas que presentan un eje común.

En las observaciones y medidas de las lineaciones se debe considerar la naturaleza de la lineación y análisis de las relaciones geométricas con otras estructuras. La medición se hace directamente tomando una dirección y una inclinación, Ribeiro (1981).

Como las lineaciones se denotan con la letra L, casi siempre se utiliza algunos subíndices o números que llevan e indican la relación con la fábrica planar, pueden ser según Ríos (2001) como sigue:

- L1.0: Lineación de intersección de la estratificación S0 y la esquistosidad S1 en un punto del área donde se toma el dato.
- L2.0: Lineación de intersección de la estratificación S0 y la esquistosidad S2.
- L2.1: Lineación de intersección de la estratificación S1 con S2 (medida de una lineación de intersección entre la esquistosidad de fase 2 y la esquistosidad de fase 1).



continua

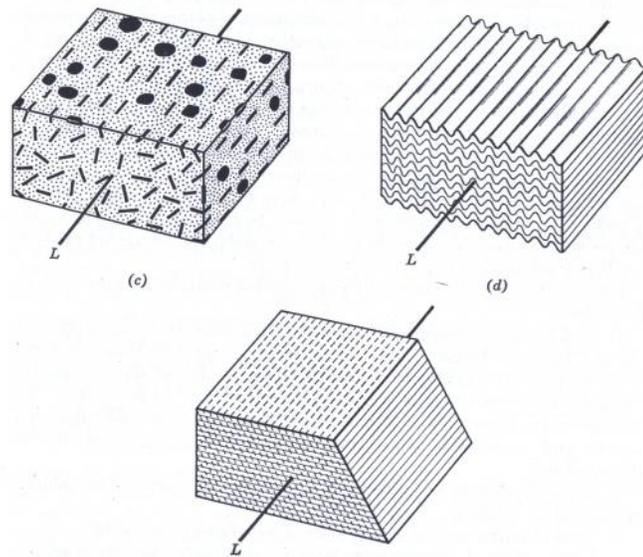


Figura 2.4: Representación esquemática de los diferentes tipos de elementos de fábrica que pueden definir una lineación. a) Lineación definida por la orientación preferente de dominios de granos equigranulares, b) Lineación definida por la orientación preferencial de minerales prismáticos, c) Lineación definida por la orientación preferencial de minerales planos, d) Lineación definida por pequeñas crenulaciones de superficies S, e) Lineación definida por la intersección de dos planos, adaptado de Turner & Weiss - 1963.

2.1.4 Pliegues

Los pliegues son una de las más conspicuas y comunes características de las rocas deformadas (Adaro, 1977). En esta parte del capítulo nos ocuparemos solo de la descripción geométrica de algunas formas plegadas y toma de datos de plegamientos, tal como lo adoptado durante los trabajo de campo.

Para las medidas y observaciones en pliegues se toman los elementos geométricos del pliegue como es representado en la figura 2.5.

- Línea de charnela o eje de pliegue, plano axial.
- Plano axial
- Geometría de pliegues menores y su aplicación para la determinación de estructuras mayores de plegamiento: simetría y asimetría.
- Vergencia.

Para el análisis de estructuras plegadas se toman los siguientes aspectos :

- a) Clasificación de pliegues
- b) Realización de cortes y esquemas detallados a escala de afloramiento.
- c) Proyección estereográfica de las medidas realizadas en relación con los elementos geométricos de un pliegue, así como de estructuras asociadas (esquistosidad, boudinage, etc).

Para la cartografía de un pliegue, se representa los elementos estructurales que definen su posición y geometría, además de:

- Orientación de la estratificación y esquistosidad a lo largo del pliegue .
- Geometría de pliegues menores o *drag folds* (pliegues Z, S, M; ver figura 2.6).
- Orientación de la plano o superficie axial del pliegue (cartografía de su traza) y del eje del pliegue.

Los pliegues generalmente se representan en el mapa por la traza del plano axial (intersección del plano axial con la topografía) mediante tipos de simbología (vertical, inclinado, horizontal).

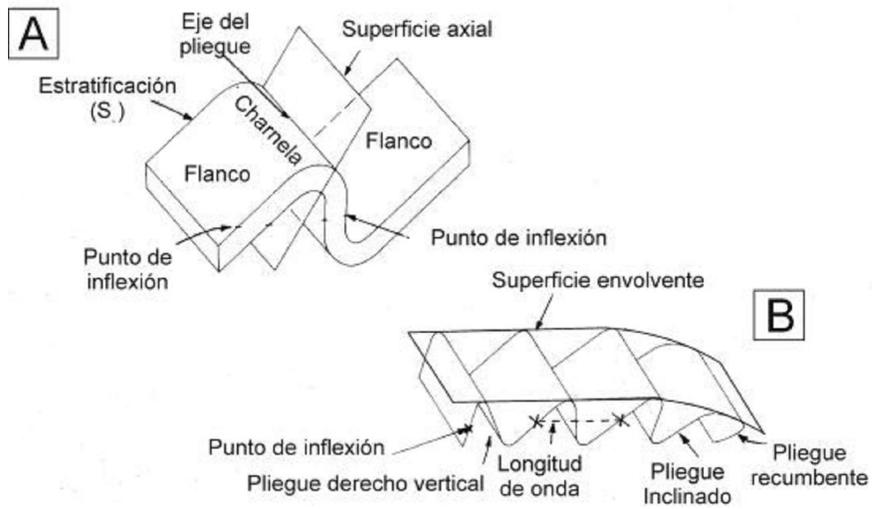


Figura 2.5: A) Nomenclatura básica y arquitectura de los pliegues. B) Tren de pliegues que cambian desde un pliegue derecho horizontal (plano axial vertical y eje horizontal) a inclinados y recumbentes (plano axial horizontal y eje horizontal), (adaptado de Fernández et al., -2003).

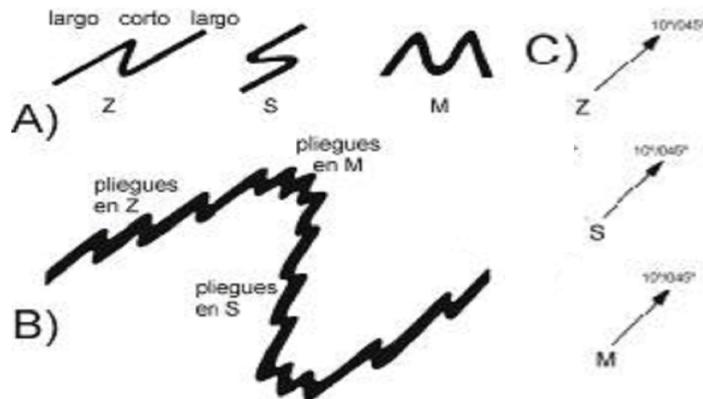


Figura 2.6: A) Tipos de geometrías de pliegues menores (Z, S y M) medidas mirando hacia el sentido de la inmersión del pliegue. B) Simetrías de los pliegues menores alrededor de pliegues de escala mayor. C) Símbolos cartográficos para pliegues menores, adaptado y modificado de McClay -1992.

La denotación de los pliegues se hace con la letra E o e, y llevan subíndices que indican el número de orden de la deformación que los ha producido (Ríos -2001).

- E1, E2, etc: cuyos subíndices o números son los mismos de la posible esquistosidad formada al mismo tiempo que el pliegue (esquistosidad de plano axial - S1, S2, etc).
- E2.1 pliegue de segunda deformación visible en superficie de esquistosidad S1 (el pliegue afectado por una esquistosidad anterior).

Las foliaciones, lineaciones, y pliegues son por lo tanto las estructuras básicas posibles de observar en afloramientos de regiones orogénicas a nivel estructural donde el régimen de deformación predominantemente dúctil. Un trabajo sistemático de recolección de datos de terreno, fases y recolección sistemática de mediciones de estos tipos de estructuras se pueden representar en un mapa y tratarlas estereográficamente.

2.1.5 Zonas de cizalla dúctil

Si foliaciones, lineaciones y pliegues son estructuras comunes, lo mismo no se puede decir de las zonas de cizallamiento, que pueden ser vistas como estructuras compuestas por el hecho de que puedan contener varios tipos de estructuras secundarias o subordinadas. Concretizando se puede decir, que en una zona de cizallamiento pueden observarse en conjunto, foliaciones y lineaciones específicas, plegamiento internos en la zona de cizallamiento y estructuras particulares con indicadores cinemáticos diversos, en el que los más comunes son los sistemas de porfidoclastos. En suma, la zona de cizallamiento quedará completamente definida por el conjunto estructural de que está compuesta.

Una zona de cizallamiento dúctil puede ser definido como volúmenes de roca deformada esencialmente por esfuerzos de cizalla y limitados por roca que no sufrió deformación contemporánea. Cuando la deformación es de tipo dúctil se efectúa mediante el mecanismo de cizallamiento simple dominante, en general heterogéneo. Ocurren a todas las escalas (desde escalas corticales a microscópicas), y en todo el rango de condiciones mecánicas (desde frágiles a dúctiles). Como las zonas de cizalla se pueden formar como sistemas conjugados es posible utilizarlas para determinar los desplazamientos y direcciones de paleo esfuerzos (figura 2.7).

Las condiciones de deformación en la naturaleza se manifiestan en dos principales tipos de dominios las cuales serán descritas en los siguientes párrafos:

a) Frágiles: Se producen bajo condiciones < de 5 Km de profundidad (parte superior más frágil de la corteza continental). Pueden desarrollar varios conjuntos de fracturas secundarias.

b) Dúctil-frágiles: en este caso la deformación es parcialmente dúctil, y se produce el desarrollo de esquistosidad de presión – disolución, así como el

desarrollo de venas de extensión que pueden adoptar geometría sigmoid al (cambio de volumen =0). Las venas de extensión y la esquistosidad permiten orientar los ejes de esfuerzos, tal y como se muestra en la figura 2.7.

c) Dúctiles: Se caracterizan por ser zonas relativamente estrechas en las que se produce una intensa deformación dúctil en la que predomina la cizalla simple, con el desarrollo de importantes foliaciones y grandes desplazamientos en relación a su anchura (ver figura 2.7). Se forman planos de esquistosidad de tipo (S) como ya se mencionó anteriormente, las que rotan con la deformación y planos de cizalla (C). Aunque se forman en rocas isotrópicas inicialmente homogéneas, una vez formadas la deformación se concentra en el interior de las zonas de cizalla. Con el avance de la deformación la foliación gira hasta disponerse paralela a los límites de las zonas de cizalla. En zonas metamórficas de grado medio y alto la cizalla dúctil afecta de forma generalizada a zonas muy anchas.

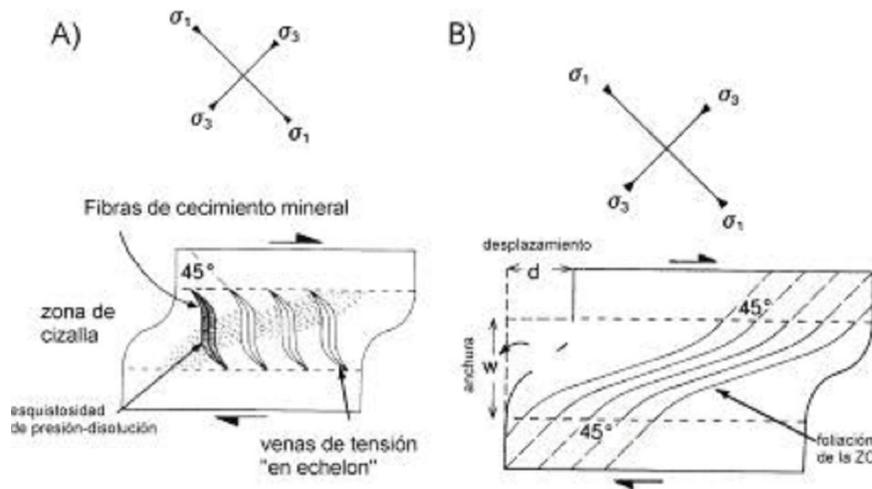


Figura 2.7: Esquema y esfuerzos asociados de las zonas de cizalla A) dúctil- frágil y B) dúctil (adaptado de Fernández et al., 2003).

Las observaciones y medidas que se hacen para la descripción de zonas de cizalla son:

- Identificación y descripción de las diferentes estructuras planares (planos S, C, C', ver figura 2.10), así como el carácter de la deformación (frágil, semi-frágil o dúctil).
- Orientación y magnitud de la elipse de deformación y trayectorias de planos S a través de la zona de cizalla.
- Interpretación cinemática a partir de la identificación y descripción de estructuras menores y reducción de tamaño de grano asociado a la formación de foliaciones miloníticas, así como criterios cinemáticos en sistemas de porfidoclastos (ver figuras 2.8 y 2.9).

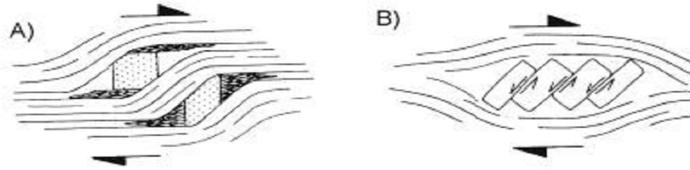


Figura 2.8: Indicadores cinemáticos para zonas de cizalla: a) Estructuras S y b) Fracturas antitéticas en un porfidoclasto (adaptado y modificado de Fernández et al., -2003).

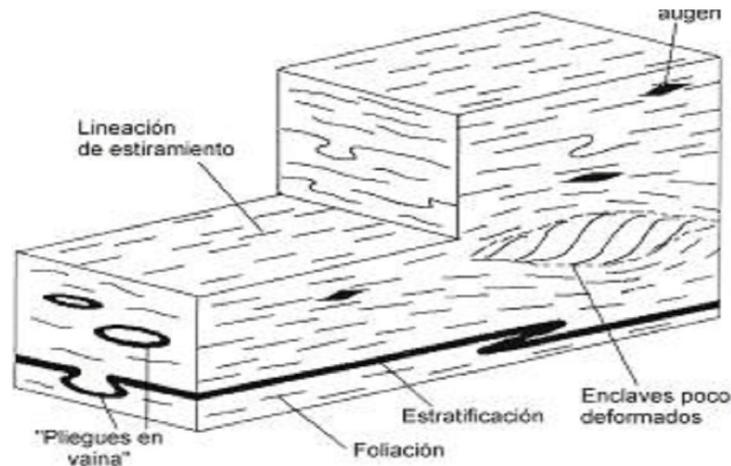


Figura 2.9: Representación de un esquema de elementos de fábrica comúnmente desarrollados en una zona de cizalla, en ambientes metamórficos y zonas poco deformadas con fábricas y estructuras previas residuales (adaptado de Fernández et al., 2003).

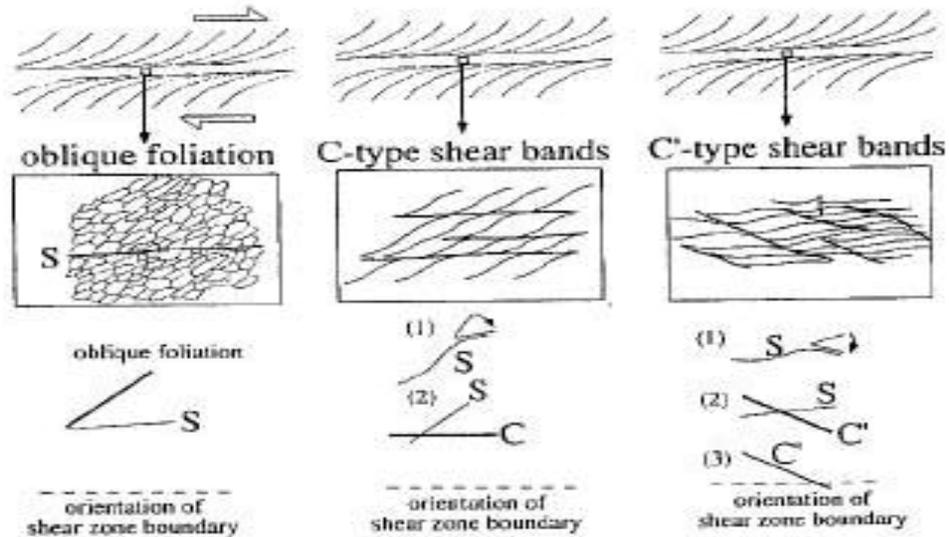


Figura 2.10: A) Geometría de los planos S (esquistosidad), C (cizalla) y C' (bandas de cizalla) en una zona de cizalla extensional (adaptado de Fernández et al., 2003).

Para el mapeo en campo, se cartografía las trazas de los planos de cizalla, y si son lo suficientemente anchas en sus límites se grafican, luego se indica la orientación de la foliación milonítica y del sentido de la cizalla.

Una vez referidas de forma muy sintetizada las principales estructuras mesoscópicas posibles de encontrar en afloramientos de regiones orogénicas y en niveles estructurales donde se verifica deformación en régimen dúctil, es conveniente referirse a las metodologías básicas de tratamiento de los datos de estructuras recolectados en el campo. Estos métodos, esencialmente gráficos serán utilizados en este trabajo.

2.2 MEDIDAS DE ORIENTACIÓN; TRATAMIENTO GRÁFICO DE LOS ELEMENTOS ESTRUCTURALES

Además de los aspectos mencionados en el apartado anterior, se deberá tener en cuenta la interpretación de los datos y para esto es importante en la mayor parte de los casos determinar las orientaciones medias regionales para las diversas estructuras, y que generalmente, se hace a partir del tratamiento gráfico estadístico de los datos de campo Adaro (1977). Este tratamiento se hace con proyecciones estereográficas.

2.2.1 Diagrama de frecuencias

Estos diagramas representan la distribución de los puntos o estructuras tomadas en el campo y se denominan “diagramas de puntos”, pero generalmente los datos son mas gráficos mostrados por medio de contornos constituyendo así diagramas de frecuencia. En un diagrama de frecuencias el máximo de contornos no deberá ser mayor de seis; el máximo o contorno de máxima concentración debe verse con claridad; el mínimo número de puntos para hacer un diagrama de frecuencias es 50, es decir no es prudente hacer tratamientos estadísticos con datos menores al número mencionado anteriormente. A pesar de esto, en zonas de difícil acceso como lo es nuestro caso, se recurre a estos diagramas, con un número reducido de mediciones. En estos casos, las orientaciones medias son apenas indicativas pero no definitivas, esto a diferencia de tratar con un número elevado de datos.

2.2.2 Diagramas de orientación preferente

La esencia del análisis estructural es investigar la orientación preferente de los datos estructurales. Debido a que dentro de un área dada los elementos estructurales muestran variabilidad, los datos obtenidos se proyectan en una falsilla.

Un máximo: Es una simple área alta de concentración con un buen definido centro de gravedad.

Una corona o círculo máximo: Es un máximo alargado que coincide con un círculo máximo de la falsilla. El polo del círculo máximo se denomina eje de la corona (eje de la giralda). La mayor parte de coronas contienen uno o más máximos. Es importante señalar que este diagrama representa a elementos

planos, y muestra la orientación preferente linear, y para elementos lineares indica una orientación preferente planar.

2.2.3 Diagramas y

En el **diagrama** se proyectan los polos de los planos de estratificación y/o foliación. En este diagrama los polos de las superficies S medidas estarán distribuidos a lo largo de un círculo máximo llamado círculo y la normal al mismo se denomina eje .

En el **diagrama** se dibujan los círculos máximos o trazas correspondientes a los planos de estratificación o foliación. Su intersección define un polígono cuyo centro de gravedad es el eje . Pero no es muy práctico hacer este diagrama pues se hace difícil su interpretación por la gran cantidad de trazas de planos. En estos caso es mejor construir el diagrama .

En ambos métodos coinciden los ejes y , que representan la misma propiedad geométrica de la fabrica planar así determinada.

2.3 CAMBIOS DE ESCALA, RECONOCIMIENTO E INTERPRETACIÓN DE ESTRUCTURAS A ESCALA CARTOGRÁFICA (MACRO Y MEGAESTRUCTURA)

En el proceso de integración de datos mesoscópicos, reconocimiento y/o interpretación de estructuras mayores , o sea estructuras a escala de carta se observan dos casos distintos:

2.3.1 Invariancia de geometrías estructurales entre escalas de observación

En este caso las estructuras observadas a una escala presentan geometrías idénticas a escalas mayores. Como por ejemplo puede referirse los pliegues menores (paracitos) de un plegamiento mayor (figura 2.11). Esta es una situación favorable para la interpretación macroestructural, pues a partir de la observación de estructuras de afloramiento es posible de forma inmediata hacer una idea de la geometría de estructuras mayores.

En este caso las estructuras observadas a una escala presentan geometrías idénticas a las geometrías de escalas mayores. Como ejemplo puede referirse los pliegues menores (parasíticos) de un plegamiento mayor (figura 2.11). Es una situación favorable para la interpretación macroestructural, pues a partir de la observación de las estructuras de afloramiento es posible, de inmediato, tener una idea de la geometría de las estructuras mayores.

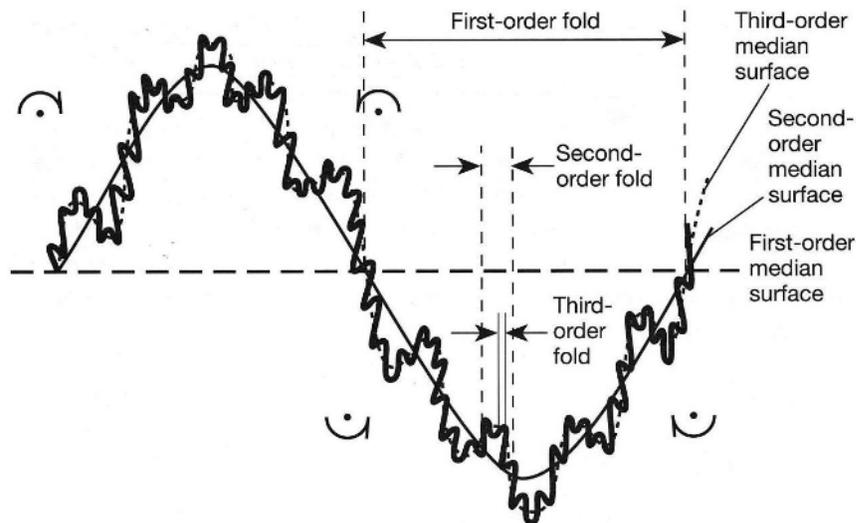


Fig. 2.11: Esquema de un plegamiento con varios órdenes. Los pliegues de 3^{er} e 2^{do} orden representan geometrías semejantes a los plegamientos de 1^{er} orden (adaptado de Twiss e Moores, 1992).

2.3.2 Variación de geometrías estructurales en las escalas de observación

En este caso las estructuras de una escala, por ejemplo la mesoscópica, tienen geometrías distintas a las de escala mayor, a la macroscópica. Sea el caso de una zona de cizallamiento a la escala cartográfica. Dentro de los límites definidos por una foliación milonítica puede existir plegamiento de tipo intrafolial, sistemas de porfiroclastos, estructuras C/S. O sea, si la zona de cizallamiento es una faja de movimiento, ya a la escala del afloramiento pueden surgir estructuras mesoscópicas diversas que a la escala de la carta no se observan o no existen (figuras 2.8, 2.9 y 2.10).

2.4 ENTENDIMIENTO Y ORIGEN DE LAS ESTRUCTURAS , CONOCIMIENTO DE LOS PRINCIPALES MODELOS DE DEFORMACIÓN EN ROCAS

La comprensión de la geometría y cinemática de rocas deformadas consideran el cizallamiento puro (figura 2.12) y el cizallamiento simple (figura 2.13) como los regímenes fundamentales para la deformación geológica.

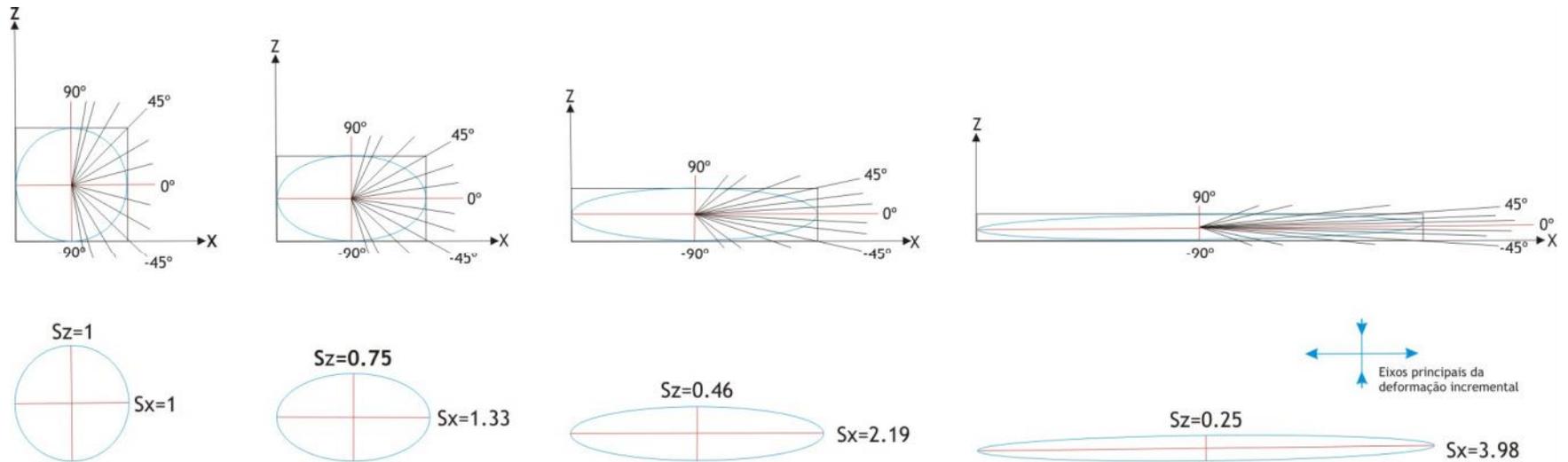


Figura 2.12: Sucesión de estados de deformación debido a un proceso progresivo de cizallamiento puro. Se representan las sucesivas posiciones de líneas materiales en el cuerpo deformado, notadas por el ángulo que hacen con X en el cuerpo no deformado. El círculo (esfera) inicial da origen a una serie de elipses (elipsoides) de excentricidad creciente. Los ejes principales de las elipses representan las direcciones principales de la deformación finita (líneas en rojo). En este caso permanecen con dirección constante a lo largo de toda la deformación y paralelos a los ejes principales de la deformación incremental. Este tipo de proceso de deformación se dice coaxial. La magnitud de las extensiones principales esta dada por el parámetro $S = l/L$ (l – largo de la línea en el cuerpo deformado; L – largo inicial de la línea) (adaptado de Twiss y Moores, 1992).

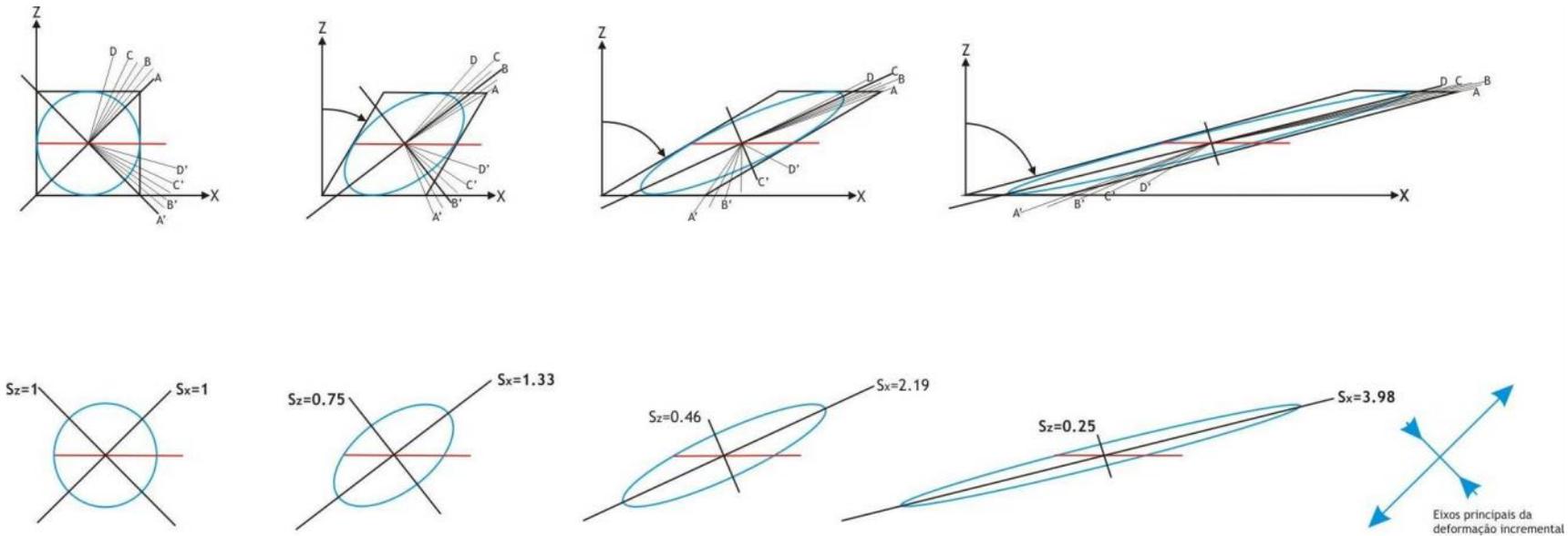


Figura 2.13: Sucesión de estados de deformación debido a un proceso progresivo de cizallamiento simple. Varias líneas materiales, notadas de la D en el cuerpo inicial, son también representadas en los diversos estados deformados. Sus posiciones van siendo cada vez más prójimas de los ejes principales de las elipses de deformación finita (líneas negro más espesas). En tanto, esos ejes principales sufren una evidente rotación al largo de todo el proceso. Por tal motivo la deformación se dice no-coaxial. La vorticidad inducida por cizallamiento puede ser constatada por las sucesivas posiciones de los ejes principales de las elipses finitas cuando comparadas con la posición constante de los ejes principales de la deformación incremental, o con la dirección del plano de cizallamiento. En el cuerpo deformado hay sólo una dirección que no sufre rotación, manteniéndose constante. Esa dirección es la dirección del plano de cizallamiento. La magnitud de las extensiones principales en las diversas elipses es dada por el parámetro $S = l/L$ (l – largo de la línea en el cuerpo deformado; L – largo inicial de la línea), y es la misma para las elipses de la figura 6.14 (adaptado de Twiss y Moores, 1992).

En el cizallamiento puro (figura 2.14), las direcciones principales de deformación geológica se mantienen constantes a lo largo de todo el proceso de deformación. En términos prácticos, el plano XY del elipsoide, frecuentemente materializado por el clivaje, se mantiene con la misma orientación a lo largo de todo el proceso de deformacional. Entonces la deformación se dice que es coaxial.

En el cizallamiento simple, sucede lo contrario, las direcciones principales de deformación varían a lo largo de todo el proceso de deformación. La deformación es fuertemente rotacional y se dice que es no coaxial. Esto implica que, a pesar que las direcciones principales de deformación incremental se mantienen constantes, las estructuras finitas que se van formando al final aquellas que se miden sufren modificación de actitud con la progresión de la deformación.

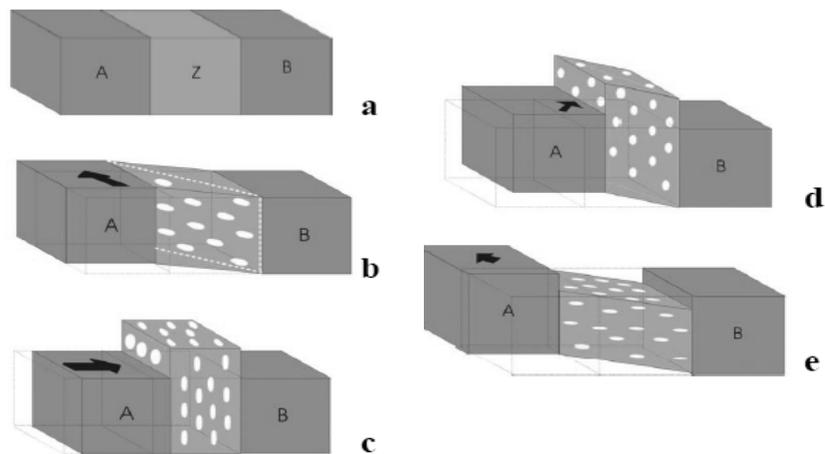


Fig. 2.14: Deformación progresiva en función del vector de movimiento relativo entre bloques rígidos adyacentes. Se muestra de manera simplificada la forma del elipsoide de deformación. a) estado inicial, b) cizallamiento simple, cizallamiento puro, d) transpresión y e) transensión (adaptado y modificado de Cembrano, 2006).

2.5 ESTABLECER LA HISTORIA DE LA DEFORMACIÓN DE LA REGIÓN ESTUDIADA

La secuencia de los diversos episodios de deformación regional será establecida con base a diversos criterios de campo y complementados con los datos de observaciones de láminas delgadas. Se destacan, fundamentalmente, dos tipos de criterios:

- Trasposición geométrica de foliaciones;
- Interferencia de pliegues.

Con estas relaciones estructurales es posible hacer un establecimiento de las fases de deformación regionales y su secuencia temporal.

CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En regiones de tectónica poliorogénica es común agrupar las unidades litostratigráficas en distintos conjuntos. Este agrupamiento se hace considerando la afectación tectonometamórfica de cada una de esas unidades, o sea, considerando los eventos de deformación y metamorfismo que cada uno de los conjuntos registra y, aun las discontinuidades (estratigráficas, metamórficas) que los separan. Se pretende que esta agrupación sea la mejor posible para después, esta pueda servir mejor en la definición de los grandes ciclos tectonosedimentarios existentes en la región en estudio.

De este modo se presenta las diferentes unidades geológicas aflorantes en la región considerando los episodios descritos en la bibliografía, y las superficies de discontinuidad que las separan, y refiriendo su característica tipo. Más adelante, en cuanto a la presentación e interpretación de los datos de terreno, serán comparadas las observaciones efectuadas con los criterios que permitieron la agrupación de unidades ahora consideradas.

Tomando como referencia al cuadrángulo de Tarma y algunos sectores del cuadrángulo de la Oroya, Ambo y Huánuco, es que se hace una descripción regional de las unidades litoestratigráficas allí enmarcadas, esto por tener influencia directa en el área de estudio.

Teniendo como base la existencia de superficies de discontinuidades geológicas consideramos los siguientes conjuntos tectonosedimentarios:

- 1) Unidades Precámbricas y del Paleozoico inferior a medio
- 2) Unidades del Paleozoico superior a Triásico inferior
- 3) Unidades del Triásico superior
- 4) Unidades Cenozoicas / Depósitos actuales
- 5) Rocas ígneas

En la figura 3.1, se muestra una adaptación de la cartografía geológica a escala 1:100 000 publicada por el INGE MMET para una área extensa de la Cordillera Oriental. Aquí consideramos los diversos conjuntos tectonosedimentarios de acuerdo con lo establecido. El cuadrángulo en mención está representado por la hoja 23-I, Tarma. En el interior de los círculos rojos, y negros, representan los cuerpos máfico-ultramáficos (tomado de Castroviejo et al., 2010, em prep.).

3.1 Unidades Precámbricas y del Paleozoico inferior a medio

Constituye el conjunto más antiguo de la región y de la Cordillera Oriental, siendo constituido por varias unidades. Como característica común en todas estas unidades se destaca la deformación polifásica y la naturaleza metasedimentaria de los protólitos. El metamorfismo es en general de bajo grado (esquistos verdes), que siempre se encuentra presente (Megard et al., 1996).

En la región de estudio las unidades estratigráficas incluidas en este conjunto son las siguientes:

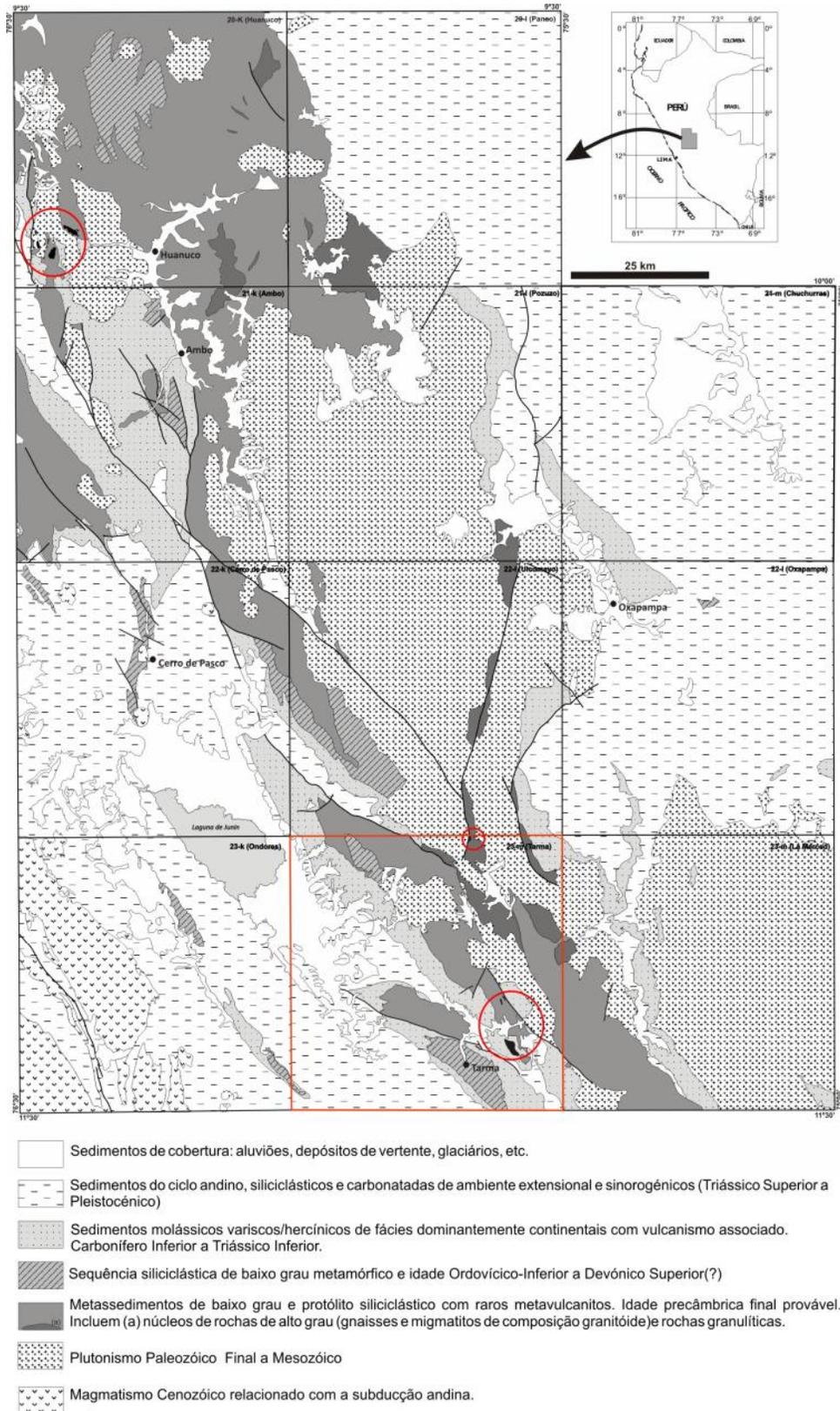


Figura 3.1: Adaptación de la carta geológica a escala 1:100 000. El mapa abarca gran parte de la Cordillera Oriental y presentan los cuerpos máfico y ultramáfico (tomado de Castroviejo et al., 2010, em prep.).

3.1.1 Grupo Huaytapallana o Grupo Huacar

Luego del Complejo Basal de la Costa de presión intermedia y alta temperatura, sigue la “Serie Metamórfica de la Cordillera Oriental” como la parte de los afloramientos más antiguos en el Perú. Inicialmente llamado complejo de Huaytapallana, esta unidad consta de una serie metamórfica que aflora en la cordillera del mismo nombre entre Huancayo y Ayacucho.

Litológicamente esta unidad es dominada por metasedimentos (filitas, sericito-cloríticos), con algunas intercalaciones de cuarcitas y, a veces por anfibolitas. En Megard et al., (1995) son aún referidas como rocas de más alto grado: mica esquistos y gneises

Dalmayrac (1986) demostró que estos afloramientos son Pre Ordovícicos, con un estudio que hizo en unos esquistos sericíticos afectados por una tectónica polifásica, encima de los cuales descansa en discordancia angular un conglomerado basal, cubierto por cuarcitas coronadas por lutitas algo esquistosas que contenían graptolites del Llanvirniano, esto en Huacar (Valle de Yanahuanca – cuadrángulo de Ambo).

Las rocas máficas y ultramáficas incluidas en este Grupo por diversos autores (e.g. Dalmayrac et al., 1988; Dalmayrac, 1986; Megard et al., 1995) serán presentadas más adelante, y tendrán un estudio pormenorizado.

3.1.2 Grupo Excelsior (Paleozoico Inferior a Medio)

Descrito por MacLaughlin (1924) el cual toma como localidad tipo la mina Excelsior en Cerro de Pasco. Ya en el cuadrángulo de Tarma y cerca de la zona estudiada los afloramientos superficiales del Paleozoico inferior y medio se encuentran fuertemente plegados. Este plegamiento polifásico, dio lugar a varios planos de clivaje pizarroso y a un metamorfismo regional de bajo grado, para luego seguirle un magmatismo intrusivo y extrusivo con una orogénesis marcada. Se tiene dudas en cuanto a su edad junto al Grupo Huaytapallana, según Megard et al., (1996). En la definición de la secuencia del Paleozoico inferior a medio fue fundamental el reconocimiento en varios lugares de una discordancia entre estratos Ordovícicos y materiales subyacentes (Grupo Huaytapallana). En el área de estudio esta unidad está formada esencialmente por filitas con algunas intercalaciones de basaltos.

3.1.3 Formación Concepción (Devónico Inferior)

Expuesta en el anticlinorio de Tarma-Huancayo, se diferencia dentro del Grupo Excelsior de Yauli y Malpaso por la ausencia casi completa de metamorfismo, mostrando solo una esquistosidad de fractura y de flujo incipiente. Se compone de series tipo *flysch* con bancos de arenisca fina a media de color gris o pardo con patinas herrumbrosas, estas se alternan con lechos delgados de lutitas, limonitas o areniscas muy finas que muestran clivaje muy desarrollado. Varias ocurrencias fósiles de invertebrados marinos permiten no sólo confirmar el ambiente marino de esta sedimentación pero también la edad del Devónico Inferior (Megard et al., 1996). En el tope de esta unidad sobreyacen en

discordancia angular las Formaciones de Ambo y Tarma del Carbonífero. En los alrededores de Tarma se observa en contacto directo con el Grupo Mítu y la Formación Tarma por fallamiento, disponiéndose en discordancia con el Grupo Huacar o Huaytapallana del Neoproterozoico.

3.2 Unidades do Paleozoico superior a Triásico inferior

Este conjunto de unidades se separa del conjunto anterior a través de una importante discordancia angular, por el cambio de fácies sedimentológicas y por la ausencia de metamorfismo. La discordancia angular ya fue referida en el punto anterior; el cambio de fácies implica el paso de una cuenca marina para medios continentales y, al contrario de las unidades del Neoproterozoicas y del Paleozoico Inferior a Medio; estas unidades no presentan señales de metamorfismo regional.

En este conjunto se consideran las siguientes unidades estratigráficas:

3.2.1 Grupo Ambo

Estudiado por Newell, et al., (1949) en la Quebrada de Chaupihuaranga cerca de Ambo (Huanuco), esta unidad estratigráfica del Misisipiano; se compone litológicamente de conglomerados con clastos de rocas metamórficas, cuarzo filoniano, rocas intrusivas, y areniscas con intercalaciones de limonitas. Contienen también horizontes volcánicos bastante gruesos (600 m) que se ubican en el tope.

3.2.2 Grupo Tarma

Concordante con el Grupo Ambo y a veces en discordancia angular con afloramientos Neoproterozoicos y Paleozoicos, este grupo tiene una potencia de 1300 m, fue definido por Newell (1949), consta de: lutitas y limonitas grises o negras intercaladas por caliza arenosa ocre nodulosa, calizas grises arrecifales en el tope, areniscas glauconíticas y conglomerados polimícticos con clastos devonianos. En el cuadrángulo de Tarma las lutitas asociada a bancos y nódulos de caliza ocre, son elementos característicos para su distinción. Perales (1994) se le asigna edad ubicada en el Pensilvaniano.

3.2.3 Grupo Copacabana

Con sección tipo ubicada en la Quebrada Huachaoniyoc (SE - cuadrángulo de Tarma), se muestra con facies continentales y litorales sobreyaciendo en discordancia paralela erosiva al Grupo Tarma y consta de: areniscas de color concho de vino en partes conglomerádica e intercalada con limonitas rojas verde o negras, lutitas negras y verdes, areniscas con nódulos calcáreos, calizas nodulosas con septas lutáceas y algo de *cherts*, areniscas rojas con intercalaciones limolíticas, conglomerados con cantos mayoritarios de caliza y *cherts*, areniscas deleznales, calizas ocre a gris, lutitas de color concho de vino a gris oscuro. La edad del Grupo Copacabana según Cabrera y Petersen (1936) en Perales (1994) es del Pérmico inferior, con grosor reducido respecto

a otros afloramientos que pasan los 2000 m en la zona de estudio se aproxima a 150 m en la zona de estudio.

3.2.4 Grupo Mítu

Megard et al., (1996) menciona que sobreyace en discordancia erosional al Grupo Copacabana y es discordante angular a los grupos Huacar y Tarma; cubriéndolos en gran parte de la Cordillera Oriental. Presenta series detríticas y volcánicas de color rojo dominante, que pueden ligarse a un episodio tectónico Permiano medio a Triásico inferior, e infrayace discordante al Grupo Pucara.

La sedimentación es típicamente continental observándose canales y estratificaciones oblicuas. Su parte volcánica descrita en el domo de Yauli es representado por los volcánicos Santa Catalina, consta de afloramientos de composición andesítica a riolítica que incluyen horizontes volcanoclásticos. McLaughlin (1924) ubica al Grupo Mítu en el Pérmico medio de acuerdo a estudios hechos en la localidad del mismo nombre en el departamento de Cerro de Pasco, tiene un grosor aproximado de 1700 m.

3.3 Unidades do Triásico Superior

Se incluyen en este conjunto las unidades incluidas del ciclo de Andino, desde sus etapas extensionales, que se inician con la deposición del Grupo Pucará y que van desde el Triásico Superior al Jurásico Superior (Jaillard et al., 2000), hasta el inicio y continuación de la inversión tectónica con subducción, que tiene inicio en el Jurásico Superior y se prolonga hasta a la actualidad.

Se consideran las siguientes unidades:

3.3.1 Grupo Pucará

3.3.1.1 Formación Chambará

Corresponde al desarrollo de una plataforma carbonatada en su mayoría y consta de dos miembros. El primer miembro está conformado por conglomerados y areniscas de color rojo, areniscas rojas algo conglomerádicas y culminan con un delgado lecho de dolomitas amarillas, esta serie detrítica resulta de la erosión y resedimentación de las rocas del Grupo Mítu (trocha Junín-Chupán y carretera Tarma-La Oroya). El miembro superior contiene calizas, calizas dolomíticas y dolomías separadas por lechos calcáreo-arcillosos; los *cherts* también son comunes y se ubican de forma paralela y llegan a agruparse en estratos continuos con superficies nodulosas irregulares, de acuerdo al estudio hecho por Megard et al., (1996) tiene un grosor de 300m, y se ubican en el Noriano-Retiano según Megard (1968) en Perales (1994). Sobreyace con discordancia erosional y a veces angular sobre el Grupo Mítu, cubriendo y sellando las fallas que afectan a este grupo, probándose así que los movimientos tectónicos del final del Paleozoico se pueden haber prolongando al Triásico inferior.

3.3.1.2 Formación Aramachay

Según Megard et al., (1996), mencionan que tiene contacto paralelo con la Formación Chambará y marca un cambio litológico brusco de calizas de grano fino con *cherts* a areniscas glauconíticas de la Formación Aramachay, en el campo su reconocimiento se hace fácil por la coloración grisácea en fractura fresca e intemperizada a tonos beige hasta morados; presenta también nódulos calcáreos discoidales. Tiene grosor de 400m y sus mejores secciones se encuentran entre La Oroya, Yauyos, Huancayo y Jauja, en el cual se encuentran conformada por lutitas negras calcáreas bastante bien laminadas con intercalaciones de *chert*. De acuerdo a una interpretación litológica de su sección inferior esta sedimentación ocurrió en ambientes faltos de oxígeno; en cambio su sección superior consta de granos detríticos que nos indica aguas agitadas y una transición a la Formación Condorsinga. Megard (1968) le asigna edad Sinemuriano en estudios hechos en el cuadrángulo de Huancayo.

3.3.1.3 Formación Condorsinga

Con espesores que varían entre los 500 y 1500 m, esta unidad estratigráfica presenta en sección inferior calizas y *chert* que se adelgazan hacia en tope, le siguen lechos de dolomitas y lechos de lutitas escasas. Las calizas contienen oolitos y *pellets* cementados por micritas; la dolomitas presentan laminaciones estromatolíticas y algunos *birt-eyes* y brechas intraformacionales. Laughman & Hallam (1982) en Megard et al., (1996) indican que por la presencia de dolomitas laminadas estas pertenecerían a un ambiente poco profundo y tranquilo de tipo lagunar y las calizas indican plataforma poco profunda con una energía entre débil a mediana. Es de edad Sinemuriano según Megard (1968).

3.3.2 Grupo Goyllarisquizga

3.3.2.1 Formaciones Oyón-Chimú

Unificados por litología y posición estratigráfica para fines de mapeo por Megard et al., (1996), esta unidad consta de areniscas con coloraciones negro grisáceo, las que se intercalan con capas potentes de limonitas y areniscas de grano fino de color negro. Esta secuencia litológica a veces contienen lentes de carbón que fueron afectados por pliegues disarmónicos asociados (carretera Magdalena-Yauyos). La edad asignada en base a correlaciones es Titoniano superior a Barreniano (Formación Oyón) y Valangiano inferior a medio (unidad superior Formación Chimú).

3.3.2.2 Formación Santa

Los sedimentos de carbonatos de esta formación son una unidad guía entre las areniscas Chimú y las litologías de la Formación Carhuaz (areniscas, limonitas y lutitas). Esta unidad litológica está constituida por escasos y delgados lechos de dolomías arenosas, lutitas con delgadas intercalaciones arenosas, calizas y dolomías delgadas en la base que se intercalan con margas, y culminan con lutitas arenosas y areniscas calcáreas con estratificación cruzada. Perales

(1994) le asigna edad Valangiano superior, en la localidad tipo Río Santa en Ancash.

3.3.2.3 Formación Carhuaz

Esta formación se compone por sedimentos con laminaciones paralelas de arenisca arcósicas de grano fino bien definidos con colores gris y blanco amarillento; contienen también limolitas con colores gris verdoso a veces rojizos, esta coloración caracteriza a esta unidad y ayuda para su identificación en el campo. Pertenece al Valangiano superior-Aptiano según Megard et al., (1996).

3.3.3 Formación Goyllarisquizga ?

Diferenciada litológicamente de la Formación Pariahuanca por Moulin (1989) en Megard et al., (1996), esta unidad consta de dos miembros uno inferior con presencia de limolitas y areniscas de grano fino, y otro superior que en su base contiene areniscas macizas limpias, a menudo conglomerádicas que forman afloramientos conspicuos seguidos por capas limo-arenosas o limo-carbonosas que forman depresiones; le siguen crestones arenosos y conglomerádicos. Megard et al., (1996) menciona que las areniscas y conglomerados de esta formación rellenan cavidades carsticas que testimonian la emersión y erosión de las formaciones del Jurásico y del Triásico; la discontinuidad basal de esta unidad es extensa, generalmente con discordancia erosional y angular como en el flanco SO del sinclinal de Chanchamina (Tarma). También se ubican numerosos diques clásticos subverticales que muestra una licuefacción de horizontes arenosos sin cementación en Lloctapampa (La Oroya). Este fenómeno es atribuido a fallamientos con direcciones aproximadas de E-O por Megard et al., (1996). La edad de la Formación Goyllarisquizga de acuerdo a correlaciones basales con la Formación Chimú, estaría ubicada en el Valangiano inferior a medio.

3.3.4 Formación Parihuanca

Con esta formación empieza una depositación paulatina de material carbonatado por transgresión marina en gran parte del territorio peruano en especial en la Cordillera Occidental, en cambio no sean reconocido afloramientos en la Cordillera Oriental probablemente por que las capas depositadas eran delgadas y fueron erosionadas. La Formación Pariahuanca es reconocida por Benavides (1956) en los alrededores Pariahuanca (Carhuas - Ancash). En Yauyos según Hillebrandt (1970) en Megard et al., (1996) al sur de la zona de estudio, esta unidad se compone de pequeños lechos de arenisca cuarzosa de grano grueso en la base, areniscas con cemento calcáreo a veces dolomitizado e intercalado con delgadas capas de margas arenosas. Las areniscas se hacen cada vez más calcáreas y se intercalan con horizontes de calizas; estos horizontes de calizas se tornan numerosos en el tope y se intercalan con margas. Esta formación tiene un grosor aproximado de 260 m y pertenece al Aptiano superior-Albiano inferior.

3.3.5 Formación Chulec

Según Moulin (1989) en Megard et al., (1996), se compone de secuencias grano decrecientes de: arcillas calcáreas de color gris oscuro y patinas gris claras, lodolitas calcáreas arcillosas grises bioturbadas, limolitas calcáreas y *wackstones* bioturbados, *packstones* bioclásticos y *grainstones* oolíticos. Se le reconocieron también intercalaciones volcánicas en la Formación Chulec. Megard et al., (1996), diviso un sill vacuolar básico con margen de enfriamiento brusco y derrames andesíticos con base escoracea en cuyos vacíos se rellenaron con carbonatos (caserío de Masho-cuadrángulo de Yauyos). Inicialmente fue descrito por Benavides (1956) el cual le designo edad Albiano medio en Jauja-Junín y Megard et al., (1996) informa un grosor de 220 m.

3.3.6 Formación Pariatambo

Con típica fauna pelágica esta formación muestra las siguientes f ácies: una calcárea y bituminosa clástica de ambiente anóxico que consta de dolomitas claras bituminosas y dolomitas con *cherts*. La otra f ácie calcárea-margosa-arenosa ocre y rosada, aflora en el Río Mantaro y la carretera Tarma-Jauja (cuadrángulo de La Oroya), aquí tiene alternancias de calizas algo arenosas y margas. Las calizas de esta unidad contienen materia orgánica y en fractura fresca tienen olor fétido, se le asigna edad Albiano medio según McLaghlin (1925) en Perales (1994) y tiene un espesor de 120 m.

3.3.7 Formación Jumasha

Esta unidad estratigráfica consta desde su base hasta su tope de: calizas o dolomías macizas pobres en materia orgánica y en *cherts*, calizas de estratos delgados de colores gris amarillento algo margoso y en el tope existen calizas gris azulinas interestratificadas en horizontes delgados, formando monoclinales (Río Ális-cuadrángulo de Yauyos). Es definida con edad Albiano superior a Turoniano por MacLaghlin (1924) en un estudio geológico hecho en los Departamentos de Lima y Junín, su espesor aproximado es de 400 m según Megard et al., (1996).

3.4 Unidades Cenozoicas / Depósitos actuales

3.4.1 Grupo Jauja

Desarrollado en el río Mantaro y en la depresión Jauja -Huancayo, esta unidad es dividida en dos formaciones, Ushno del Mesiniano inferior y Matahula del Mesiniano superior, esta última unidad litoestratigráfica aflora en San Pedro de Cajas en cerca de Tarma.

3.4.1.1 Formación Ushno

Tiene discordancia angular sobre las formaciones mas antiguas, esta compuesta por: conglomerados fluviátiles con predominio de cantos de las formaciones Triásico-Liásicas, conglomerados cubiertos por costras carbonatadas de color blanquecino, brechas con abundante matriz lodosa en

los cuales predominan cantos de rocas paleozoicas, brechas de pendiente con bloques angulosos, con espesor de 100 m.

3.4.1.2 Formación Matahula

Comprendida por sedimentos de capas lacustres blancas a amarillas, arenas y areniscas poco consolidadas, con colores frecuentemente rosados, conglomerados fluviales y depósitos glaciares plegados ubicados en el cuadrángulo de La Oroya.

3.4.2 Terrazas Fluviales

En Megard et al., (1996), se describe que parte de los restos de estas unidades se conservan en las márgenes del Río Mantaro desde su nacimiento hasta la depresión Jauja-Huancayo que es donde alcanza su mayor desarrollo; en donde se distinguieron a simple vista tres terrazas tipo. Las tres terrazas tipo se componen generalmente de bancos de arena, cascajo y cantos poco colonizados por la vegetación (terrace base).

3.4.3 Depósitos Glaciares y Fluvio-glaciares

Se disponen como los depósitos de mayor expresión morfológica, pertenecientes al Pleistoceno (-24 000 a 12 000 años), y fueron estudiados en el lago Junín, por Hassen et al. (1984) en Megard et al., (1996), aquí se menciona que la última glaciación o fase Punrun es correlacionable con la glaciación Pinedale (Wisconsin tardío de Norteamérica). Las glaciaciones anteriores a la "fase Punrun" no son reconocidas, posiblemente por que fueron destruidas o erosionadas durante 15000 años (época interglacial), pero algunos depósitos de conglomerados heterométricos, con abundante matriz arenosa y guijarrosa con bloques subangulosos estriados son reconocidos en: el cuadrángulo de Huancayo, en la carretera Tarma-Jauja y Río Mantaro. Estos depósitos según menciona Megard (1968) y Blanc (1984) en Megard et al., (1996), fueron conservados por la matriz de calcita, los cuales podrían pertenecer a glaciaciones anteriores a la "fase Punrun".

En parte alta de la cuenca del Río Mantaro, se reconocen arcos glaciares cubiertos por abundante vegetación, Wright (1984) en Megard et al., (1996), dató estos arcos y obtuvo edades de -12000 a 10000 años, esto hace suponer un retroceso de los glaciares que se depositaron luego del deshielo de la "fase Punrun". En la actualidad el retroceso de la glaciación es acelerada por la actividad antrópica, por el fenómeno llamado efecto invernadero.

3.5 Rocas intrusivas

Basándonos en el boletín 69 hecho por el INGEMMET (Megard et al.,1996), tomaremos las unidades litológicas intrusivas principales que afloran en el cuadrángulo de Tarma y se encuentran íntimamente ligadas a las aéreas de estudio. Son las siguientes:

- Adamelita Pacococha, roca porfídica que contiene pertitas zonadas y biotitas fuertemente cloritizadas. No tiene deformación dúctil, pero esta dividida en bloques prismáticos por diaclasas espaciadas, a veces rellena por diques de diabasa. La edad estimada para estas rocas es 346 ± 10 M.a. perteneciente al Devoniano superior, lo cual se obtuvo en biotitas por el método K/Ar (ver figura 3.1).

- Granito de Huacapistana, de textura migmatítica con microclina, tiene tonalidad oscura el cual proviene de la fusión de gneises Neoproterozoicos de los macizos de Maraynioc-Mayrazo. Muestra una transición de migmatitas con sillimanita homogénea a granito, el cual yace sub concordante con la foliación gnéisica. La edad de este granito parece ser Precámbrico probablemente contemporáneo al segundo metamorfismo Neoproterozoico .

3.6 Ocurrencias de rocas máficas y ultramáficas

Sobre esta designación englobaremos algunas de las ocurrencias de rocas máficas (metagabros) y ultrabásicas (peridotitas serpentinizadas). Que fueron recurrentemente considerados como intrusiones de un magma ultrabásico profundo que se instala bajo la forma de *sills* y diques en el Grupo Huacar, aún en tiempos Neoproterozoicos (e.g. Dalmayrac, 1970; Grandin et al., 1977; Grandin y Zegarra, 1979).

Estudios recientes refutan la interpretación anterior, defendiendo otra génesis para estos cuerpos (Castroviejo et al., 2009a; Castroviejo et al., 2009b; Castroviejo et al., 2010), considerándolos como fragmentos de una litosfera antigua ósea considerándolos como ocurrencias ofiolíticas.

Su naturaleza litológica particular, comparada con la naturaleza de la roca encajante, suscitó la atención de varios investigadores, que ahí desarrollaron trabajos (e.g. Kobe, 1958a, 1958b, 1958c). Muchos de esos estudios fueron también originados por las potencialidades metalogenéticas de estas ocurrencias, habiendo inclusive el registro de explotaciones mineras (e.g. Kobe, 1958a; Grandin et al., 1977).

Todos estos motivos se agrupan para que el estudio estructural de estos cuerpos formen parte importante en este trabajo, con el fin de comprobar la naturaleza ofiolítica de estas ocurrencias, se hace céntrica la comprensión de la evolución geodinámica de la región en estudio.

EDAD (ABSOLUTA EN MA)	ERA TEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD LITO-ESTRATIGRAFICA	PISOS	POT. (m)	CICLO	FASE	
1.8	CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno	Dep. Aluviales			ANDINO	<p>Fase Quechua 3?: levantamiento fallamiento vulcanismo</p> <p>Fase Quechua 2: levantamiento fallamiento vulcanismo</p> <p>Fase Quechua 1: (compresiva) acompañada de fallamiento, levantamiento y erosión que genera la superficie puna y luego vulcanismo explosivo</p> <p>Fase Inca: fuertemente compresiva, genera pliegues fallas inversas sobrescurrimientos. Posterior a ella se genera vulcanismo generalizado en la Cordillera Occidental</p> <p>Fase Peruana: (compresiva) se genera plegamientos regionales, fallamientos y fracturamientos</p> <p>Fase Inter Alviانا: localizada en la parte central del Perú, movimientos de deformación previa a la orogenia propiamente dicha</p> <p>Movimiento Nevadiano: epigénia Levantamiento de bloques, generan la separación de dos cuencas en el norte y centro del Perú</p> <p>Fase Finihercínica: Deformación localizada en el Perú central</p>	
				Pleistoceno	Dep. Glaciarios				
		NEÓGENO	Plioceno	Gpo. Laja	Fm. Matahuala	Mesiniano sup.			50
					Fm. Ushno	Mesiniano inf.			100
			Mioceno						
64	PALEÓGENO	Oligoceno							
		Eoceno							
		PALEOCENO							
130	MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR		Daniano		ANDINO		
					Maastrichtiano				
					Campaniano				
					Santoniano				
					Coniciano				
				Fm. Jumasha	Turoniano	400			
				Fm. Pariatambo	Albiano med.	120			
				Fm. Chulec	Albiano inf.	220			
				Fm. Pariahuanca	Aptiano	260			
				Fm. Goyllarisquiza	Barremiano sup.	700			
			Gpo. Goyllarisquiza	Fm. Carhuaz	Valangiano sup.	450			
				Fm. Santa	Valangiano inf.	100			
				Fm. Oyon Chimú	Berriasiano	400			
190	JURÁSICO	MALM		Titoniano		ANDINO			
				Kimmedigiano					
		DOGGER		Oxfordiano					
				Caloviano					
				Batoniano					
	LIAS	Gpo. Pucara	Fm. Condorsinga	Pliencbachiano	1000				
			Fm. Aramachay	Sinemuriano	400				
250	TRIÁSICO	SUPERIOR		Fm. Chamberá	Noriano	300			
		INFERIOR			Anisiano				
					Cythiano				
290	PALEOZOICO	PÉRMICO	SUP.	Gpo. Mtu		1700	HERCÍNICO		
			INF.	Gpo. Copacabana	Artinskiano	150			
		CARBONIFERO	SUP.	Gpo. Tarma	Pensilvaniano	1300			
			INF.	Gpo. Ambo	Mississippiano	900			
		355	DEVÓNICO	SUP.	Fm. Concepción	Llanvirniano		780	
		410		PRE-ORDOVICICO		Gpo. Excelsior			700
570									
1000	NEOPROTEROZOICO	PRE-CAMBRICO		Gpo. Huacar / Huaytapallana?		1000	Brasilida	<p>Fase 1: compresión se genera microplegamiento</p> <p>Fase 2: esquistocidad, metamorfismo epitermal y catazonal</p> <p>Fase 3: replegamiento de la esquistocidad II</p> <p>Fase 4: plegamiento chevron</p>	

Figura 3.2: Columna estratigráfica del Cuadrángulo de Tarma y ciclos orogénicos ocurridos en el Perú. Basado, adaptado y modificado de los boletines 69 y 55 del INGEMMET, respectivamente.

CAPÍTULO IV: MARCO GEOTECTÓNICO

Tectónicamente la Cordillera de los Andes está determinada al área que corresponde a un margen continental activo con subducción de corteza oceánica bajo el continente sudamericano, esta cordillera se extiende encima del borde oeste del continente antes mencionado, desde Venezuela hasta la Tierra de Fuego, en el extremo sur de América (Maksaev, 2001). Esta subducción involucra dos placas: La placa de Nazca y Placa Sudamericana.

Según Wipf (2006), la Cordillera de los Andes tiene una longitud aproximada de 8000 Km, y alcanza hasta un ancho de 750 Km. La parte mas alta (6960 m.s.n.m) se encuentra el Aconcagua Chile entre los 32°38´ S y 70°01´ W.

Longitudinalmente, la Cordillera de los Andes está dividida en tres segmentos que guardan distinta dirección separados entre sí por cambios en la orientación general de la cadena (deflexiones o *bends*) (Jaillard et al., 2000). El segmento de Colombia y Ecuador (12° N - 5° S) con una aproximación de 2000 Km y un rumbo N - NO a S – SE; este segmento (Colombia – Ecuador) esta separado de Perú por la Deflexión de Huancabamba la cual toma una dirección casi EO y termina al este de Venezuela. Ya en el Perú este segmento (5° S -18° S) se extiende aproximadamente 2000 Km con una orientación NO – SE hasta el Norte de Bolivia, el cual se disecciona en Chile por la Deflexión de Arica con un rumbo de N a S teniendo una distancia de 4000 Km aproximadamente, según una dirección N-S.

Chirif (2006) menciona que el relieve actual de los Andes, es resultado principalmente de las últimas fases tectónicas, el cual presenta unidades geomorfológicas elongadas paralelamente a la costa y a la fosa oceánica que en general coinciden con unidades geotectónicas de otras épocas. Estas fases tectónicas según Adebaud et al., (1973) fueron tres de periodos breves y homoaxiales, con edades fini-Cretacea, fini-Eocéna y mio-Pliocéna, el cual produjo un plegamiento moderado, acompañado de grandes fallas y de cabalgamientos escasos y localizados.

4.1 UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

Aunque se verifiquen algunas e importantes variaciones longitudinalmente en la cadena, es según su perfil transversal que se verifican los comienzos de cambios morfológicos, y geotectónicos. Es por este hecho que en este capítulo se consideran las grandes unidades de la cadena andina considerando su perfil transversal. Lo que sirve para mejor comprensión geológica y tectónica de la zona estudiada.

Tomando descripciones propuestas por Dalmayrac et al., (1986) y Palacios et al., (1995), se diferencian, las siguientes unidades morfoestructurales en los Andes Centrales:

- Zona de subducción (fosa Perú-Chile)
- Cordillera de la costa.
- Zona Costera.

- Cordillera Occidental.
- Zona Intercordillerana.
- Cordillera Oriental.
- Zona Subandina.

4.1.1 La zona de subducción (fosa Perú-Chile)

Es una depresión submarina profunda y abrupta ubicada longitudinalmente a lo largo de la costa Sudamericana. En el mar peruano se encuentra entre los 80 y 230 Km. mar adentro. La profundidad de la fosa es constante del orden de los 6300 m. bajo el nivel del mar Dalmayrac et al., (1980). Las isóbatas muestran mayores profundidades frente a las costas de Mollendo y Arica en el Sur, y Huacho y Bayovar en el Norte, observándose menor profundidad frente a las costas de Nazca y Pisco, donde se ubica la cordillera submarina transversal o Dorsal de Nazca. Esta fosa esta limitada por las Placa de Nazca y Placa Sudamericana (Palacios et al., 1995).

Dentro de la zona de subducción la Placa de Nazca juega un papel importante, la cual actualmente esta migrando en dirección E a NE con un ratio de 5 cm/año y la Placa Sudamericana migra hacia el O con un ratio de 3 cm/año, esto según (Silver ,1998 en Wipf, 2006). El ángulo de subducción que forma la placa de Nazca varía considerablemente de norte a sur, de 19° a 35° para profundidades de 250 Km a 650 Km.

El margen activo corresponde a la zona litoral de la placa sudamericana donde la existencia del plano Benioff determina a ambos lados características sísmicas, tectónicas, magmáticas, etc., muy particulares ligadas a la subducción ejerciendo una influencia sobre un ancho de varias centenas de kilómetros en el borde de la Placa de Nazca y de la placa sudamericana (Dalmayrac et al., 1980). Es esta zona señalada es el paso del dominio oceánico al dominio continental.

4.1.2 Cordillera de la costa

Tiene su origen durante las fases tectónicas del Precámbrico habiendo sido plegada durante eventos orogénicos pré-Andinos y durante la orogenia Andina (Cretácico al Plioceno). La estructura geológica que muestra, es un levantamiento hórstico del substrato Precámbrico o Paleozoico, distribuido como elevaciones discontinuas entre 900 y 1200 m.s.n.m. bordeando la actual línea de costa (Palacios et al., 1995). En el sur del Perú se constituye como las rocas metamórficas de facies granulíticas y esquistos de edad Precámbrica intruídos por plutones del Paleozoico inferior y Jurásico; en el noroeste del Perú su prolongación esta representada por los Cerro Illescas y Amotapes donde existen afloramientos de rocas también precámbricas.

En el segmento sur que está formado por el Macizo de Arequipa ubicado entre los 18° y 14° de Latitud sur, esta cordillera desaparece bajo el mar, al igual que en la parte central del país entre los 14° y 06° S, esto por efectos tectónicos. El segmento Norte comprende las islas Lobos de Afuera y Lobos de Tierra entre los 7° y 5° 30' Latitud Sur, los cerros de Illescas en Sechura, entre los 5° 50' y

6° 10' Latitud Sur y los cerros de Amotape. El segmento Norte forma parte de la Deflexión de Huancabamba que se proyecta al Norte en territorio ecuatoriano (Palacios et al., 1995).

La parte central de la Cordillera de la Costa permaneció como una zona positiva durante la sedimentación de la "cuenca peruana", ubicada al Oeste, y fue fuente de aporte de sedimentos erosionados.

4.1.3 Zona costera

Llamada también como Llanura Preandina, esta es una faja angosta desértica, atravesada por ríos temporales; su forma es irregular con 20 km a 100 km de ancho. Esta faja (costa) está formada por una cobertura de terrazas marinas, depósitos aluviales y acumulaciones eólicas; que cubren rocas volcánico-sedimentarias marinas de edad cretácea, intrusivos del Batolito de la Costa y secuencias marinas y continentales del Paleógeno-Neógeno.

Esta limitada al oeste por el Océano Pacífico y al este por el Batolito de la Costa, tiene como parte integrante a la Cordillera de la Costa, la cual aflora en el sur (Arequipa) y norte (Cerro Amotape e Illesca en Piura), su litología esta compuesta por esquistos, gneis, granitos, algunas unidades sedimentarias metamorfizadas e intrusivos precambrianos y del Paleozoico inferior.

La Depresión Pre-andina también es parte de la Zona Costanera la cual consiste en unidades volcánico-sedimentarias del Mesozoico y de algunas unidades volcánicas y sedimentarias del Cenozoico. Encaja también dentro de esta unidad el Contrafuerte Andino, que es el inicio de la cadena andina propiamente, desde el nivel del mar 0 m.s.n.m. hasta los 2000 a 3000 m.s.n.m. (límite del Batolito de la Costa), Injoque y Aranda, 2005 en Martell (2006).

El volcanismo sinsedimentario mesozoico, y la sedimentación cretácica, tuvo lugar en cuencas controladas por movimientos oscilatorios verticales a lo largo de fallamientos longitudinales heredados de la tectónica Hercínica y de movimientos en el Nevadiano que separan bloques levantados y hundidos (Dalmayrac et al., 1980; Palacios et al., 1995).

En el NO del Perú durante el Cretáceo superior tardío y hasta el Eoceno inferior se produjo la ruptura tensional de los terrenos del borde occidental, y se acumuló una espesa secuencia elástica (Dalmayrac et al., 1980). Simultáneamente con esta fase tectónica se tuvo el emplazamiento de grandes porciones del Batolito de la Costa, en forma de pulsaciones que continuaron hasta el Terciario inferior, decreciendo en el Terciario Superior, esta fue controlada al este por un sistema regional principal vertical de fallas (Ejes Tapacocha), (Myers 1975, ilustrado por Haederle y Atherton; en Jaillard et al., 2000).

Esta unidad estructural corresponde al llamado Frente de Arco (*forearc zone*), en que las estructuras de deformación cortical, son frecuentemente, obscuras debido a la extensa y espesa repartición de las secuencias volcánicas (Jaillard et al., 2000). A este fenómeno tectónico se añade otro que también hace difícil

distinguir las estructuras generadas por la tectónica distensiva pre-subducción, de las estructuras generadas por la tectónica compresiva que se inició con la subducción. Aunque se trata de tipos tectónicos antagónicos, los niveles corticales más superficiales del *forearc*, son muchas veces, caracterizados por estructuras distensivas, diseñadas por fallamientos normales con comportamientos en bloques

La tectónica importante que afectó esta zona, es la del cretáceo superior (Santoniano), las otras tectónicas en compresión no la afectan o la afectan poco (Dalmayrac et al., 1980).

4.1.4 Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental constituye la divisoria de aguas entre los dos océanos que bordean el continente sudamericano y circunscribe un inmenso material magmático que engloba manifestación plutónica y volcánica cenozoica que se extiende continuamente desde Venezuela hasta Tierra de Fuego en Chile. Las rocas de este conjunto cortan y se superponen a la secuencia de sedimentos epicontinentales de edad Mesozoica, que se presentan plegadas y de orientación paralela a la cadena andina. Dalmayrac et al., (1980), se refiere a la Cordillera Occidental como un dominio donde la deformación andina es más intensa y aflora el frente superior de esquistocidad.

Comprende frecuentemente áreas con elevaciones hasta de 5000 m.s.n.m. las que están orientadas de NO a SE. Esta cordillera aumenta notablemente su ancho en la región sur del Perú y norte de Bolivia, cambia de rumbo en tres regiones: de NO-SE a E-O en los 13° S y 14° S en la llamada Deflexión de Abancay; a E-O en el paralelo 7°30' S conocida como la Deflexión de Cajamarca y en el paralelo 5°30' S llamada la Deflexión de Huancabamba donde toma un rumbo casi E-O a NE-SO (Dalmayrac et al., 1980).

El núcleo de esta megaestructura consiste en material del Paleozoico cubierto por rocas Mesozoicas y Cenozoicas, deformadas por pliegues, fallas inversas y grandes sobreescurrecimientos y estas son influenciadas por la historia cortical Preandina, además entre Ayacucho en los 15°30' S, y la frontera con Chile, la Cordillera Occidental alberga una notoria franja de conos volcánicos terciarios-cuaternarios (Arco Volcánico Terciario) que siguen el lineamiento andino, Dalmayrac et al., (1980).

El plegamiento en la Cordillera Occidental es moderado al oeste, e intenso y acompañado de esquistocidad al E, los planos axiales están cercanos a la vertical. La parte somital de la cordillera occidental muestra fallas inversas y cabalgamientos hacia las Altiplanicies situadas al NE (Mégard, 1978).

4.1.5 Zona Intercordillerana

Se trata de una unidad morfoestructural de unos 50 km. de ancho cuya altura varía entre 3800 y 4500 m.s.n.m. Las cumbres altas en esta zona forman lomas suaves que se alinean entre 4200 m.s.n.m. formando un "Gipfelfluhr" que ha sido llamado superficie Puna. Las altiplanicies están drenadas por ríos

afluentes del Ucayali entre ellos el Mantaro que pasa por las depresiones intramontañosas de Junín (3,900 m.s.n.m.), Huancayo-Jauja (3,200 m.s.n.m.) y Ayacucho (2,100 m.s.n.m.) antes de desembocar en el Río Apurímac a 750 m.s.n.m., (Megard, 1978).

Esta unidad también circunscribe los valles longitudinales interandinos de dirección NO-SE, ubicados entre las cordilleras Occidental y Oriental, las que son disectadas por valles transversales de rumbo NE a SO. Estos valles cortan depósitos volcánicos cuaternarios y depósitos volcanoclásticos erosionados de las dos cordilleras antes mencionadas, Jaillard et al., (2000)

Estas depresiones se relacionan al fallamiento andino de tipo longitudinal y controlan el drenaje regional que desemboca en el Océano Atlántico. Cabe decir que la alta actividad volcánica reciente ha reestructurado su relieve al E de la zona subandina. El fallamiento andino antes mencionado casi siempre disecta al basamento Precámbrico-Paleozoico, (Megard, 1978).

Estratigráficamente esta zona corresponde al borde oriental de la Cuenca marina Mesozoica, las capas rojas del Cretáceo terminal-Eoceno se depositaron uniformemente sobre las Altas Planicies y el Altiplano. Y fue afectada por la tectónica del Santoniano pero no por las diferentes fases cenozoicas, y presentan plegamientos en general moderados (Dalmayrac et al., 1980).

4.1.6 Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental constituye una de las unidades de mayor relevancia morfológica del territorio peruano, en donde se observan mejor las rocas Neoproterozoicas y Paleozoicas. Se encuentra paralela a la Cordillera Occidental y guardan en gran parte similaridad direccional. Esta cordillera corresponde a macizos montañosos aislados por valles encañonados y de mucha pendiente. La formación de la Cordillera Oriental se inicia durante el tectonismo pre-Andino sobre un basamento ó núcleo del Precámbrico. El levantamiento fue controlado por fallas regionales longitudinales (Palacios et al., 1995).

La Cordillera Oriental en nuestra zona de estudio constituye macizos montañosos aislados unos de otros por valles encañonados y de mucha pendiente. Estos valles tienen recorridos cortos y convergen en el Río Tarma y San Ramón para luego formar el Río Chanchamayo (Megard et al., 1996). El espesor de la Cordillera Oriental entre Perú y Bolivia alcanza 70 Km. (Gil, 2001).

En el Perú, la orientación de la cordillera es NO a SE y presenta un fuerte arqueamiento O-E (Deflexión de Abancay) y por causa de la Deflexión de Huancabamba desaparece debajo de afloramientos del Mesozoico reapareciendo nuevamente al norte en Ecuador. La estructura geológica que forma es un anticlinal que consta mayoritariamente de afloramientos del Precámbrico al norte de 12° S y Paleozoico al sur de 12° S (Dalmayrac et al., 1980).

En la Cordillera Oriental, las fallas regionales longitudinales jugaron un papel importante pues estas controlaron su levantamiento durante el Mesozoico y el Cenozoico constituyendo así un *horst*; la tectónica andina es marcada por plegamientos simples, afectando a los terrenos ya plegados en el Precambriano y en el Paleozoico, se traducen muy frecuente por juegos inversos de fallas pre-existentes, produciendo en general una imbricación de unidades. El plutonismo andino es representado por pequeños *stocks* de composición diorítica a granodiorítica, el vulcanismo andino es prácticamente inexistente (Dalmayrac et al., 1980). En su conjunto la Cordillera oriental es parte del *back-arc* Andino (Jaillard et al., 2000).

4.1.7 Zona Subandina

Consiste principalmente de sedimentos plegados e imbricados del Mesozoico y Cenozoico, aunque el Paleozoico y el basamento también se encuentran involucrados. Se encuentra localizada entre la Cordillera Oriental y la plataforma estable del Escudo Brasileiro, aquí la serie estratigráfica andina es concordante desde el Paleozoico hasta el Mioceno y solo la tectónica Mioceno-Plioceno afecto a esta megaestructura (Dalmayrac et al., 1980)

Las estructuras dentro de la faja (Zona Subandina) tienen un rumbo NO-SE y muestran una extensión lateral considerable. Los pliegues individuales y los cabalgamientos generalmente pueden ser seguidos más allá de los 100 Km. La mayoría de los cabalgamientos están dirigidos hacia el noreste pero los cabalgamientos de compensación y sus estructuras que también son importantes, especialmente en el borde oriental de dicha faja, están dirigidas al SO. En este elemento tectónico se distinguen una serie de cuencas morfoestructurales que se caracterizan por rasgos geológicos propios. Las más importantes son las Cuencas Santiago, Huallaga y Ene que tienen sedimentos del Paleógeno-Neógeno. Estas cuencas originalmente formaron parte del sistema de cuencas subandinas, pero ahora han quedado inmersas en la faja andina formando mantos de cabalgamiento en el tope de las cuencas.

Jaillard et al., (2000) ratifica que es la parte oriental de la zona tras de Arco pudiendo ser como una cuenca del antepais (*foreland*) de la cadena andina, estando afectada por una tectónica de tipo peculiar origina un estilo estructural del tipo *foreland fold and thrust belt* (zona de pliegue y corrimiento sobre el antepaís).

El límite actual entre la Cordillera Oriental y la zona subandina está constituido por una zona de fallas inversas ligeramente divergentes hacia el NE (Ham y Herrera, 1953; en Dalmayrac et al., 1980), es característica de la zona subandina su topografía accidentada, presencia de sistemas de fallas, sobrecurrencios, y plegamientos. Megard (1978), menciona que en esta zona los pliegues son anticlinales sencillos en general separados por sinclinales planos anchos. La serie estratigráfica es concordante desde el Cambriano - Ordoviciano hasta el Plioceno, época en la cual se produjo el plegamiento principal.

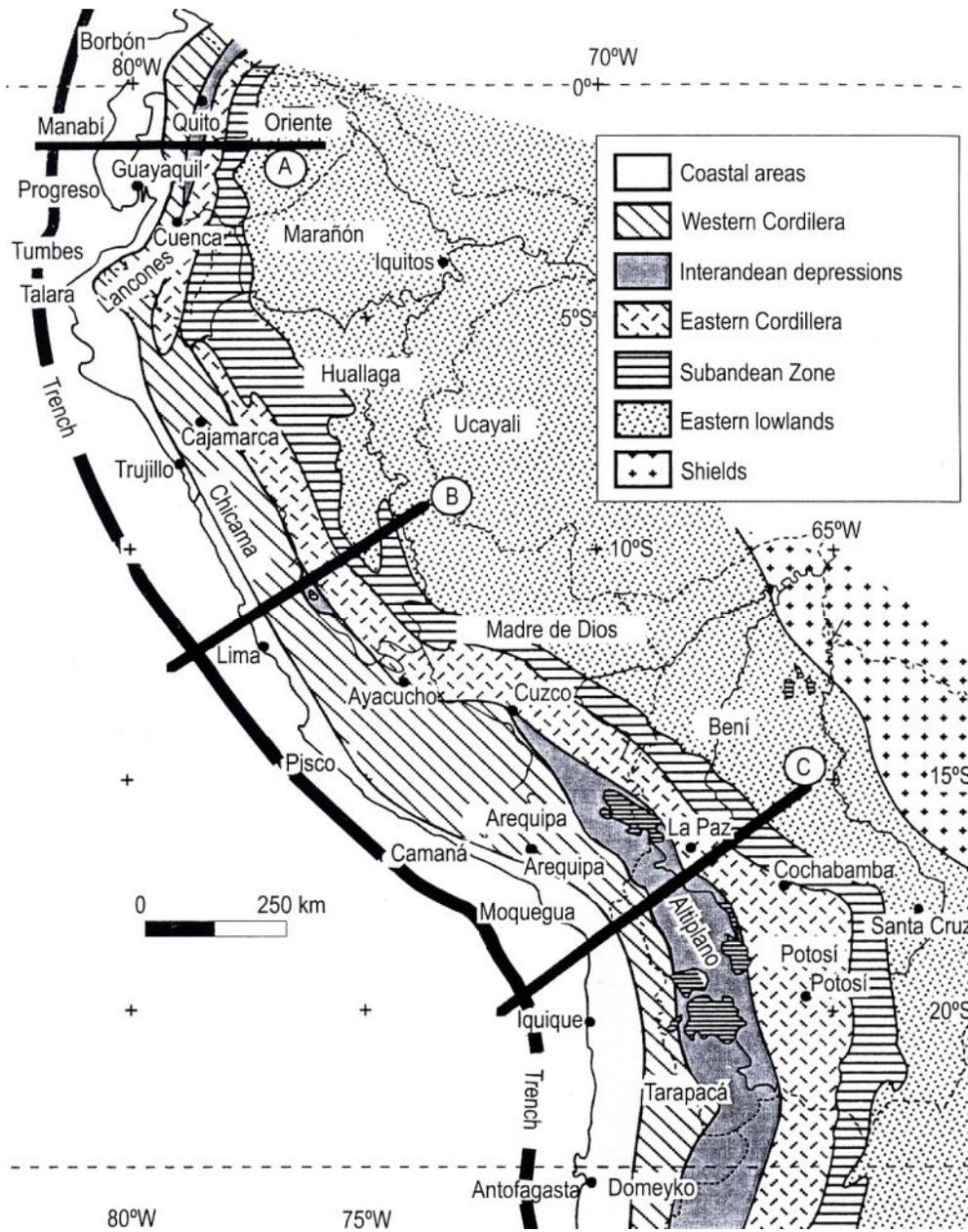


Figura 4.1: Esquema estructural de la cadena Andina de Perú, Ecuador, Bolivia y Norte de Chile. Obsérvese las grandes unidades morfoestructurales que conforman esta parte de Sudamérica. Adaptada de Jaillard (2000).

CAPÍTULO V: CARACTERIZACIÓN MESOSCÓPICA DE LA LITOLOGÍA DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

En este capítulo son presentadas las observaciones litológicas hechas en campo y las características, locales y regionales de las áreas de estudio, adicionalmente son presentadas las descripciones de las fabricas que ocurren en cada tipo de litología.

Se sigue la organización adoptada en el capítulo III, tomando como base la existencia de superficies de discontinuidad geológica regionalmente importantes, en la definición de diversos conjuntos tectonosedimentarios.

- 1) Unidades Precámbricas y del Paleozoico inferior a medio
- 2) Unidades del Paleozoico superior a Triásico inferior
- 3) Unidades del Triásico superior
- 4) Unidades Cenozoicas / Depósitos actuales
- 5) Rocas ígneas

El objetivo será, como ya se refirió, intentar correlacionar estos conjuntos geológicos con los principales eventos orogénicos admitidos para los Andes Centrales.

Cabe resaltar, que se tomo énfasis en las rocas metamórficas del Grupo Huaytapallana que afloran en las dos áreas de interés, en el cual se hizo una caracterización de tipo litológico y estructural; ya que la mayoría de las muestras estudiadas mesoscópicamente pertenecen a esta unidad estratigráfica.

5.1 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS PRECÁMBRICAS Y DEL PALEOZOICO INFERIOR A MEDIO

5.1.1 Grupo Huaytapallana (Neo proterozoico)

En la zona de Acobamba los mejores afloramientos metamórficos del Grupo Huaytapallana para nuestro interés fueron encontrados en los cerros Pardo Micunan, Huayllooccha y Huancamarca; también se obtuvo información a lo largo de las carreteras que van desde el Caserío de Huaracayo hacia la comunidad de Yanama Alto y Huasahuasi.

En la zona de Tapo, los cerros Chacciapa, Tapatapa, Julijacha, Azulpuquio y Junic tienen los mejores afloramientos de estas unidades; de igual forma que en la zona de Acobamba, también se obtuvo información de los cortes de las carreteras que van, desde el caserío de Palca a la estancia de Tapatapa, y de Huaylahuichan a la antigua Mina San Felipe de Tapo.

En Acobamba (figura 3.1) la extensión de rocas del Grupo Huaytapallana está limitada al NE por un contacto tectónico (brecha) con la secuencia volcánica del Grupo Ambo. Al SO, el contacto entre el Grupo Huaytapallana (filitas y lutitas) con el Grupo Ambo es discordante (brechas y conglomerados polimícticos).

También hay pequeños afloramientos de esquistos que se restringen a las disecciones que hacen las quebradas Tingo y Quishuarcancha.

Las litologías observadas en esta unidad fueron filitas, metagrawacas y clorito esquistos, que son descritas detalladamente en los siguientes párrafos:

5.1.1.1 Filitas

Tienen esquistosidad pizarrosa o foliación (S1) y afloran en un 60 % en la zona de Acobamba y se restringe a pequeños afloramientos en Tapo. Los colores observados son de gris claro a verde olivo o amarillo; tienen brillo terso en los planos de esquistosidad, su fabrica planar paralela es muy penetrativa. La variación de colores observable en afloramiento es por el contenido de minerales de alteración como sericita y óxidos de hierro en algunos casos.

En la zona de Acobamba el cambio de tonalidad de filitas es nítida pues cerca de los halos de alteración de los cuerpos serpentinizados estas se tornan a colores verdosos con bastante presencia de cuarzo paralelos a la foliación (S1), y más al SE adquieren un color gris amarillo por la presencia de óxidos de hierro, aquí las filitas se presentan más arenosas y mucho mas alteradas (alrededores del Cerro Huancamarca).

Otra característica en las filitas es la marcada presencia de cuarzo de origen metamórfico, esto se debe posiblemente a diferencia de facies con contenido de cuarzo en la roca original (protolito), (foto 5.1). De manera general y según la clasificación metamórfica de Wincler (1978), las filitas son de grado metamórfico bajo.

Siguiendo en Acobamba, en la antigua carretera Huaracayo – Huasahuasi (parte alta, Cerro Pardomicunan) las filitas llegan a tener un exceso de cuarzo mayor al 10 % (posible cuarzofilita), en comparación al de las micas, estos afloramientos no fueron mapeados debido a la escala de trabajo, pero se presentan muchas veces a manera de “lentejones” en ambas zonas de trabajo, con direcciones NO.

5.1.1.2 Metagrawacas

Fueron reconocidas en el área de Tapo, los que se restringen principalmente a bloques de roca rodada, y pequeños afloramientos cubiertos por material cuaternario. Los bloques de roca rodada se ubican en la trocha carrozable que va de Huaylahuichan a la mina San Felipe de Tapo, estas rocas presentan crenulaciones con formas simétricas, su granulometría es media a fina muy compacta. Cabe mencionar que en Acobamba también se observo afloramientos de posibles metagrawacas pero menos compactas y de grano mas grueso, esto en cercanías al Cerro Huancamarca; el protolito de esta metagrawaca posiblemente se una roca siliciclástica al igual que en Tapo.



Foto 5.1: Afloramiento de filita con esquistosidad pizarrosa con fábrica planar penetrativa de grano fino deformado, con cuarzo metamórfico actuando como relleno entre los planos de foliación (Caserío de Yanama Alto; mirando al SO 433513E, 8570082N, 3879 m.s.n.m.).

5.1.1.3 Clorito esquisto

Entre Buenos Aires y Huaylahuichan, afloran esquistos cloríticos intercalados entre filitas y metagrauwacas. Esta roca presenta una esquistosidad bien desarrollada y anastomosada, con superficies subparalelas penetrativas. En áreas cercanas a los pueblos antes mencionados este clorito esquisto se intercala también con filitas y metagrauwacas crenuladas (Sn+1) con posible protolito siliciclástico, ambos de colores grises.

Los colores del clorito esquisto varían en tonos verdosos y tiene entre los planos de esquistosidad (Sn) cuarzo metamórfico los que son cortados perpendicularmente por venillas de calcita. La esquistosidad tiene una orientación N324°E y buzamiento 40°SO, la lineación de la crenulación es de N310°E, y buza 53°NE, la orientaciones de cristales (lineaciones de mineral) con rumbo N136°E y con un *pitch* de 2°.

La calcita mencionada entonces sería post (Sn) y el cuarzo es sin Sn. Una primera interpretación sobre la orientación de los cristales que tienen este clorito esquisto correspondería a una lineación de estiramiento. Estas rocas indican muy bajo a bajo grado de metamorfismo en la zona. Según Megard (1978) estas rocas a nivel regional se alternan con lechos cuarzosos, cuarzofeldespáticos de espesores milimétricos y centimétricos y lechos mucho más delgados con sericitas, cloritas y a veces biotitas. Como minerales accesorios, se notan los opacos, leucoxena y epidota.

Localmente se pasa a facies rítmicas con bancos de cuarcitas que alcanzan 1 m., y alternan con esquistos filíticos de grano fino; esta facie se asemeja a los *flyschs* con predominio de areniscas.



Foto 5.2: Afloramiento de clorito esquistos deformado, presenta entre las fracturas venillas de calcita que corta perpendicularmente a la esquistosidad. Los planos de esquistosidad contienen cuarzo metamórfico que actúa como relleno (Caserío de Huaylahuichan; mirando al SO; 433818E, 8744881N, 2858 m.s.n.m.).

5.2. CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL PALEOZOICO SUPERIOR

5.2.1 Grupo Ambo (Misisipiano)

Esta unidad estratigráfica sobreyace discordante al Grupo Huaytapallana. En Tapo, en los sectores NO y SO de la zona serpentinizada, esta unidad está constituida por rocas sedimentarias clásticas; conglomerados con rodados de cuarzo, cuarcita y menos frecuentes rocas intrusivas; mientras que el contacto E y NE se tiene volcánicos dacíticos caolinitizados, Matos & Hernández (1993).

En Acobamba, en el sector NO del cuerpo filítico, el Grupo Ambo tiene una secuencia clástica sedimentaria con conglomerados, brechas y lutitas (parte alta de antigua carretera a Huasahuasi, Cerro Pardomicunan). Aquí, las lutitas yacen discordantes a las filitas, los conglomerados contienen clastos de filita silicificada, la matriz es silíceo y el cemento lo conforman óxidos de hierro, como lo muestra la foto 5.4. El contacto NE del mismo cuerpo filítico es de tipo tectónico, aquí se observa una brecha polimíctica (ver foto 5.5), sus clastos tienen cierta alineación debido a un posiblemente estiramiento tectónico, la matriz y el cemento de esta brecha se encuentra silicificada. Se observa una orientación de este cuerpo brechoso el cual es paralelo a la principal falla que corta esta área de estudio (N50°O). La secuencia volcánica andesítica cubre al Granito Huacapistana. Ya en Tapo, en el Grupo Ambo ocurren lutitas de color gris oscuro con presencia de óxidos de hierro en fracturas.

Sobre la secuencia sedimentaria Ambo afloran las ultramafitas serpentinizadas pertenecientes al Grupo Huaytapallana. Cabe resaltar que en ocasiones se

hacen presentes algunos componentes metasedimentarios como cuarcitas y filitas crenuladas, como ocurre en el sector N del Cerro Chacciapata.



Foto 5.3: Afloramiento de brecha polimíctica con clastos de filitas subangulosas silicificadas, fragmentos de cuarcitas y cuarzo subredondeados. La matriz y el cemento es silíceo y tiene abundante presencia de óxidos de hierro, (Caserío de Soyacuyo; mirando al N; 430135E, 8751655N, 3924 m.s.n.m.).



Foto 5.4: Muestra de mano de brecha tectónica polimíctica con clastos subredondeados de cuarzo metamórfico y cuarcitas. La matriz y el cemento se encuentran silicificados (parte alta de Yanama Alto; 434153E, 8750694N, 3920 m.s.n.m.).

La secuencia litológica del Grupo Ambo en la zona de estudio consta de:

- Una secuencia volcánica, con flujos de lava volcánica de composición andesítica, ignimbritas y volcanosedimentarios.
- Una secuencia sedimentaria, en la base lutitas gris oscuras de textura laminar fina y friable, con presencia de óxidos de hierro en fracturas y sigue una secuencia arenosa.

5.2.2 Grupo Tarma (Pensilvaniano)

Esta unidad estratigráfica infrayace concordantemente al Grupo Ambo, y es netamente discordante con litologías del Devónico (de manera regional). La litología tipo en el cual esta unidad fue descrita en parte por Megard et al., (1996) se expone en la zona de Acobamba, la cual consta de:

- 15 m de calizas y areniscas silicificadas concordantes con las da citas del tope del Grupo Ambo.
- Una serie monótona de 500 m de ritmos de areniscas a veces conglomerádicas cubiertas de un fino diastema lutítica.
- Una serie de 400 m con laminaciones que resultan de la superposición de lechos de 2 a 5 m de lutitas y areniscas cuarcíticas de grano fino en cual se observan *mud-cracks*.
- Una serie similar de un espesor de hasta 100 m.
- Y finalmente lutitas oscuras con braquiópodos y restos de plantas de 50 a 100 m.



Foto 5.5: Afloramiento de conglomerado polimíctico del grupo Mitu, con clastos subredondeados de cuarzo metamórfico y cuarcitas. La matriz y el cemento se encuentran muy compactos. Estratificación de N130°E y buza 45°SO (alrededores del caserío de Tumpach; 434639E, 8739685N, 4116 m.s.n.m.).

A comparación de la sección tipo en Pomachaca esta descripción cambia de fâcie muy rápidamente. Cerca de Tapo esta unidad estratigráfica está compuesta de calizas, areniscas silicificadas, areniscas lutáceas y lutitas oscuras las que afloran en el lado occidental, Matos & Hernández (1993). En el

sector SO del área de Tapo, los estratos del Grupo Tarma guardan orientaciones de N°110 y buzan 30°SO.

5.2.3 Grupo Mítu (Pérmico superior)

En la zona de estudio esta unidad estratigráfica aflora en las esquinas NE (Cerro Oyrogulan) en Acobamba y SO (Caserío Machaca) en Tapo, la litología que presenta tiene una típica coloración rojiza en ambas esquinas y sobreyace con discordancia angular a las unidades del Grupo Tarma e infrayace discordante de forma angular a los afloramientos de la Formación Chambará del Triásico superior (Grupo Copacabana).

La litología consta de series terrígenas de material grueso (conglomerados, areniscas conglomerádicas de grano grueso) las que predominan sobre las limolitas y lutitas, Megard et al., (1996). En estos sedimentos de dominio continental forman a veces megaritmos de 3 m a 10 m de espesor.

Dentro del Grupo Mítu también existen horizontes de volcánicos de composición andesítica a riolítica e incluyen en sus horizontes sedimentos volcanoclásticos. Las andesitas del Mítu forman coladas o acumulaciones de brechas a veces porfíricas en donde también predomina el color rojo concho de vino, Megard et al., (1996). La presencia de estas rocas volcánicas indica que durante la depositación del Pérmico superior, se produjeron movimientos de distensión acompañados de fallamiento sin sedimentario, Dalmayrac (1986), este evento tectónico puede ser interpretado como un *rifting* intracontinental.

5.3 CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DE LAS UNIDADES DEL TRIÁSICO SUPERIOR

5.3.1 Formación Chambará (Triásico superior)

Solo aflora en el área de Tapo entre los sectores SE y SO. Esta unidad descansa en discordancia angular muy débil sobre el Grupo Mítu. Entre la carretera Tapo-Pichuynioc (Río Tapo) existen afloramientos calcáreos de origen sedimentario marino, las que forman el tope en esta unidad. Aquí afloran calizas que sobreyacen concordantemente a una brecha de colapso oxidada en la matriz, esta brecha tiene clastos de caliza y cemento calcáreo, la medida estructural (estratificación) de esta caliza tiene un rumbo N88°E y buza 35°SO.

En Tapo los afloramientos calcáreos guardan una dirección general NO -SE. Estas rocas forman también sinclinales con fallamiento en las charnelas. Como en la zona aflora el miembro superior de la formación Megard et al., (1996) las describe como un conjunto de calizas, dolomíticas y dolomías en bancos cuyo grosor varía entre 0.2 y 1 m, pudiendo alcanzar a los 3 m, estos se encuentran separados por lechos calcáreo-arcillosos que no pasan de algunos centímetros y pueden ser reducidos a diastemas. Los carbonatos son de coles gris claros a oscuro, pasando a ser negros esto en función de su contenido de materia orgánica, esto explica su olor fétido al romper las rocas. Son mayormente lodolitas calcáreas en las cuales se intercalan calcarenitas, que a veces tienen estratificación oblicua y por lo general contienen los fósiles silicificados. A la

vez los *cherts* son muy comunes y se ubican paralelamente a las capas, llegando a agruparse en estratos continuos con superficies modulosas muy irregulares que forman a veces varios metros de grosor.

5.4. UNIDADES CENOZOICAS Y DEPÓSITOS ACTUALES

5.4.1 Unidades Cuaternarias

En las dos áreas los depósitos de material cuaternario consisten esencialmente de depósitos fluvio-glaciarios, terrazas fluviales y bofedales. No se ha realizado un estudio completo de los sedimentos cuaternarios, solo se hizo una descripción somera, por que se considero que rebasaban los límites que se habían impuesto en cuanto al objetivo principal de esta tesis.

Los **depósitos fluvio-glaciarios** son típicos de las partes altas, como lo que se observa en la naciente de la Quebrada Quishuarcancha en el área de Acobamba. Aquí se observa depósitos irregulares de bloques de roca dispersos de hasta 2 m de diámetro, sus formas son hasta sub redondeadas, tienen como cemento y matriz, arenas y arcillas. Según Hansen et al., (1984) en Megard et al., (1996) concluyo que estos depósitos pertenecen a la última fase glaciario en la región o fase Punrun, tiene edad entre los 12000 y 24000 años atrás.

Las **terrazas fluviales** consisten en cantos y bloques sub redondeados y sub angulosos de rocas metamórficas, sedimentarias y volcánicas, de diferentes tamaños; estas se ubican preferentemente en las partes bajas de las quebradas y ríos que disectan la zona de estudio (confluencia de Quebrada Quishuarcancha con el Rio Tarma y Rio Tapo), estos son cementados por arcillas y algunas veces por material de origen calcáreo. Las terrazas que están en la actualidad sobre el nivel de los ríos son utilizadas como terreno de uso agrícola (poblados de Huaylahuichan, Huaracayo y Huandunga). También podemos mencionar que cerca de los afloramientos metamórficos (laderas de cerros con cotas menores a 3000 m.s.n.m.) se observa abundantes sembríos de tubérculos para comercialización.

Los **bofedales** conforman moderadas extensiones de terrenos casi horizontales, que tienen como substrato rocas metamórficas (ultramáficas y filíticas) y volcánicas, constan de depósitos con arcillas de color negro y son cubiertos por pastos naturales, generalmente se relacionan con napas o niveles freáticos de agua, estos bofedales son típicos en Tapo, en los alrededores del Caserío de Tapatapa.

5.5. ROCAS ÍGNEAS

5.5.1. Granitoides

Una gran masa de roca exhumada de composición granítica, aflora cerca de la esquina NE en Acobamba (naciente de la Quebrada Quishuarcancha), la cual se extiende con dirección NO. Inicialmente en la carta geológica de Tarma este cuerpo intrusivo llamado Granito Huacapistana es mapeado con una longitud

de 2 km de largo aproximadamente, pero en nuestro reconocimiento de campo se observo que su extensión es mayor, hacia el sector SE, estos afloramientos son observados en los cortes que hacen los pequeños riachuelos que confluyen a la Quebrada Quishuarcancha. Sobre este cuerpo intrusivo exhumado descansan flujos lávicos riolíticos del Grupo Ambo.

En una descripción mesoscópica hecha en este estudio, se observa anfíboles alterados (cloritas), grandes cristales de plagioclasa alterada de 0.5 cm y granos de cuarzo de grano grueso que en estudio microscópico muestran extinción ondulante, lo que indica que este intrusivo fue en parte afectado por deformación. Según Megard et al., (1996), este intrusivo migmatítico granítico tiene una edad probable al segundo episodio metamórfico que ocurrió en el Neoproterozoico. En Tapo, no se reconoció plutones dentro del área de estudio, pero cerca del poblado del mismo nombre, existen unos *plugs* de menos de 1 Km de extensión, los cuales tienen tonalidades verdes y están formadas por clinopiroxenos rodeados de plagioclasas automorfas alargadas, estos *plugs* no tienen deformación penetrativa.

5.5.2 Afloramientos Andesíticos

Estos afloramientos se observan en ambas áreas de estudio y conforman diques de composición andesítica que cortan serpentinitas y filitas (Cerro Pardomicunan, Mina San Pedro de Pascua y Estancia Tapatapa). Sus espesores van de 5 m. a 0.5 m. a veces están asociadas a una moderada silicificación y fallamiento. Como tienen carácter intrusivo y por la forma de presentarse, se puede asegurar que son más modernas que los afloramientos estudiados.



Foto 5.6: Dique andesítico cortando afloramientos filíticos deformados (camino de herradura Yanama Alto a Huasahuasi; mirando al NO; 434238E, 8749723N, 3819 m.s.n.m.).

5.5.3 Caracterización litológica de los cuerpos aloctonos ultramáficos

Al describir los afloramientos metamórficos que ocurren en las dos áreas, se observó que tienen origen en distintos grados metamórficos, es por esta razón que se separó estos cuerpos ultramáficos del Grupo Huaytapallana pese a que se presume que son literalmente de la misma edad (Precámbrico), (Megard et al., 1996).

Un ejemplo típico ocurre en Acobamba, donde las filitas son de grado metamórfico bajo y las serpentinitas de grado metamórfico medio a alto, entonces como podrían estar dos litologías de dos grados metamórficos distintos en solo un lugar; esto se debería posiblemente a un cuerpo alóctono (escama mantélica o *clip* tectónico), que ascendió por fenómenos tectónicos hacia niveles superiores de la corteza; esta interpretación se corrobora por la presencia de contactos tectónicos entre las ultramafitas y las rocas adyacentes (unidades del Ciclo Preandino). Cabe mencionar que lo mismo ocurre en la zona de Tapo, pero aquí las rocas ultramáficas se encuentran sobre el Grupo Ambo (sedimentos volcanogénicos retrabajados) que es más joven.

La aloctonía de estos cuerpos ultramáficos ha sido defendida en trabajos recientes (e.g. Castroviejo et al., 2009a; 2009b; Castroviejo et al., 2010, en prep.).

5.5.3.1 Anfibolitas

Solo afloran en Tapo y están íntimamente relacionadas con las ultramafitas, en los cuales forman núcleos englobados por metagabros, tienen una tonalidad verde oscura a escala mesoscópica, contienen mineralización diseminada de sulfuros de hierro (pirrotita), su fábrica es planar penetrativa, presentan esquistosidades de crenulación; al contacto con las serpentinitas ocurren porfidoblastos (sigmas y deltas), con lineaciones N252° y una inmersión de 27°SO, no posee minerales micáceos. Las anfibolitas pertenecen según clasificación al metamorfismo regional de grado medio-alto, Winkler (1978), y que pueden proceder de rocas ígneas y volcánicas con alto contenido de hierro como es el caso de las ultramafitas en Tapo.

Los minerales reconocidos en muestra de mano dentro de las anfibolitas son hornblendas y plagioclasas, manifestándose en bandas intercaladas con espesores milimétricos. La plagioclasa en las zonas más deformadas forma porfidoclastos (sigmas). La foliación habitualmente observable a escala mesoscópica es penetrativa, sus caras son bastante planas con un cierto brillo originado por la orientación de cristales de hornblenda, dando un cierto lustre y hojosisidad que las hace resbaladizas. Unos pequeños afloramientos alargados de anfibolitas ocurren al SO de Tapo (Cerro Chacciapata), aquí las anfibolitas son, en general, concordantes con los metagabros, pero en algunas ocasiones la discordancia entre ambos es manifiesta.

Los afloramientos alargados de anfibolitas que ocurren al SO de Tapo (Cerro Chacciapata), muestran una concordancia general con los metagabros. Al SE del Cerro Azulpuquio, infrayace a las anfibolitas una ocurrencia con

mineralización de Fe y baritina, con tendencias direccionales de las foliaciones E y NE. Este cuerpo máfico (metagabro) con intercalaciones de anfibolitas es englobado por serpentinitas, no pudiéndose observar el tipo de contacto que mantienen estos afloramientos.

La íntima asociación espacial entre las anfibolitas y los metagabros, además de la composición mineralógica idéntica permite suponer una hipótesis que las rocas sean las mismas, habiendo sólo una variación del tamaño del grano en las anfibolitas. Además de esto, las anfibolitas presentan siempre porfiroclastos sigmas y deltas, una lineación mineral mucho más fuerte en los planos de Sn, y una fábrica de simetría monoclinica visible en muestra de mano. Este conjunto de características lleva a pensar en una foliación milonítica y, por lo tanto que las anfibolitas puedan ser los metagabros milonitizados.

Los cuerpos alargados o franjas anfibolíticas serían así las bandas miloníticas correspondientes a accidentes tectónicos internos en los cuerpos ultramáficos.



Foto 5.7: Afloramiento anfibolita deformada, presenta microplegamiento y porfiroclastos de plagioclasa (sigmas y deltas). Su foliación es penetrativa y tiene dirección N5°E y buza 80°SE. Tiene leve magnetismo indicando presencia de minerales de hierro (Cerro Azulpuquio; mirando al SO; 437270E, 8739511N, 4028 m.s.n.m.).

5.5.3.2 Peridotitas Serpentinizadas

La tonalidad de estas rocas depende del contenido mineralógico (hornblenda) y grado de alteración (serpentina y óxidos de hierro), estos colores van del gris oscuro a gris verdoso. Contienen minerales ferrosos por el magnetismo que presentan y alta densidad a comparación de otros afloramientos que existen en ambas zonas.

En Acobamba son dos los cuerpos peridotíticos y se encuentran encajados en filitas con contacto fuerte de tipo cataclástico, tienen rumbos NO-SE, alcanzan

una longitud de 1200 m. y un ancho de 250 m, aproximadamente. En sus bordes (zona de contacto) presentan abundante cuarzo a manera de vetas con potencias que alcanzan hasta 0.5 m las que se alargan p aralelas al rumbo de los dos cuerpos. Tienen presencia de minerales de cobre (carbonatos y silicatos) y sericita relacionada a la serpentinización , ver foto 5.8.

Ya en Tapo, el cuerpo peridotítico tiene una longitud y ancho aproximado de 4500 m. y 1700 m., respectivamente. No se observa el protolito original pero existen relictos de olivinos a manera de “fantasmas”. Este cuerpo peridotítico esta sobre afloramientos del Grupo Ambo que consta de material volcánico retrabajado, parte de estos afloramientos se encuentran silicificados posiblemente por acción de fluidos hidrotermales ácidos, que dejaron texturas de *vuggy silica* esto en tramos donde existe fallamiento. Además en esos tramos presentan abundante oxidación y magnetismo. Un porfidoclasto encontrado dentro del afloramiento (delta) indica una lineación de N30 °O y una foliación N296° y buza 27°SO (ver foto 5.9).



Foto 5.8: Peridotita alterada con presencia de óxidos de hierro en fracturas, tiene alto magnetismo, en roca fresca su color es gris oscuro (Cerro Huaylloccha – limite entre los distritos de Acobamba y Huasahuasi; mirando al NO; 433582E, 8751074N, 4052 m.s.n.m.).

El olivino rico en Fe y Mg al alterarse interactuando con el agua, puede dar origen a dos minerales que son la serpentinita rica en Mg y la magnetita rica en Fe. Entonces, cuando la roca contiene magnetita indica que ha desarrollado un metamorfismo retrógrado, lo cual explica la presencia de magnetita en Acobamba y Tapo. En los halos cercanos a las zonas serpentinizadas y en especial en Acobamba, las filitas tienen magnetismo, lo cual indica posterior inyección o formación de minerales de hierro por hidrotermalismo ?.



Foto 5.9: Afloramiento de serpentinita con "fantasmas" de olivino y presencia de óxidos de hierro en fracturas (corte de carretera Huaylahuichan- Mina San Felipe de Tapo; mirando al NO; 433317E, 8741631N, 4061 m.s.n.m.).

Se reconocieron en las peridotitas alteradas porfidoclastos y microplegamiento que nos ayudaron a reconocer el sentido de desplazamiento, también hay presencia de ópalo lo que indica una posterior inyección de sílice a la peridotita alterada.

El contacto de las peridotitas alteradas (serpentinitas) es tectónico con las unidades litológicas encajantes, en ambas zonas de estudio. Este contacto presenta brechamiento tectónico, a veces indicadores cinemáticos, silicificación y magnetismo.

5.5.3.3 Metagabros

Su composición mineralógica (anfíboles y plagioclasa) permite clasificarlos como anfíbolitas. Pero, el grano mayor y la preservación de texturas ígneas hacen que se adopte la clasificación de estas rocas en el terreno como de metagabros.

Esta unidad litológica solo se restringe a franjas de formas alargadas en ambas áreas de estudio y se encuentra en contacto tectónico junto a las serpentinitas y al Grupo Ambo (Cerro Chacchapata, alrededores del Fundo Jaljen y Cerro Oyrogalan). En afloramiento se observa, una foliación bien marcada y, penetrativa. La disminución progresiva del tamaño de grano, junto a la aparición de sistemas de porfiroclastos sugiere la milonitización en estas rocas.

Los colores observados son gris oscuros a gris verde oscuros. Contienen "lentejones" y alternancias milimétricas de plagioclasas y minerales ferromagnesianos con diseminaciones de cromita. Estas rocas a veces se encuentran deformadas, determinando así una zona de cizallamiento, con

cristales de plagioclasa muy estiradas y una lineación mineral sobre Sn muy fuerte (foto 5.10).



Foto 5.10: Afloramiento milonítico de metagabro con foliación penetrativa. Estas intercalaciones de bandas claras y oscuras son de plagioclasa y ferromagnesianos respectivamente (sector SE del Cerro Chacciapata; mirando al SO 434282E, 871185N, 4072 m.s.n.m.).

En algunos afloramientos se observó que el metagabro contenía pequeños núcleos de anfibolitas con presencia de granates, y en otros, gradaciones de metagabros a anfibolitas, esto nos hizo deducir que el protolito de las anfibolitas es el metagabro. O sea, los metagabros, pasan a rocas de grano más fino, clasificadas en el campo como anfibolitas, por milonitización.

Los mejores afloramientos de metagabros se ubican en el sector SO de Tapo y del cuerpo peridotítico serpentizado, en esta zona el metagabro adquiere una morfología alargada con una longitud aproximada de 1700 m. y un ancho promedio de 30 m. con un rumbo N35°O, se intercala con afloramientos también alargados de anfibolitas.

Estos afloramientos son englobados por serpentinitas y en contacto con las anfibolitas muestran esquistosidades de segunda fase con rumbos de N110°, N105° y buzamientos de 34°NE y 65°NE respectivamente.

La presencia de cromita en los cuerpos serpentizados se debe a que los olivinos y la cromita cristalizan en las primeras etapas dentro de la cámara magmática, entonces puede o no hundirse y depositarse en capas concordantes con los minerales ferromagnesianos del fondo de la cámara, y se presentan en forma diseminada por la reactivación de corrientes convectivas, Vázquez (1996).

Parte de la presencia de cromita, magnetita y magnetita diseminada en los alrededores del tajo de la Mina San Felipe de Tapo y NE del Cerro Tapatapa, tienen control estructural, pues aparecen junto a estructuras geológicas de

dominio dúctil principalmente y frágil. Estos cuerpos guardan orientaciones NO-SE, tienen longitudes aproximadas de 230 m y un espesor de 30 m. Otra característica observada es que al menos parte de la magnetita y la magnesita es coetánea al metamorfismo allí ocurrido.

En las fotos 5.11 al 5.13 puede observarse la disposición de los cuerpos máfico-ultramáficos relativos a las litologías encajantes. En la foto 5.11 puede verse al cuerpo ultramáfico de Tapo sobre las rocas no metamórficas del Grupo Ambo y la discordancia angular de estos sobre la secuencia de filitas y metagrawacas del Grupo Huytapallana. En la foto 5.12 se observa la posición de los dos pequeños cuerpos peridotíticos en el seno de las filitas del Grupo Huytapallana. Más al oeste los materiales del Grupo Ambo asientan en discordancia sobre las filitas y al este se observa un contacto vertical (falla) entre los materiales metamórficos y los materiales volcánicos del Grupo Ambo.

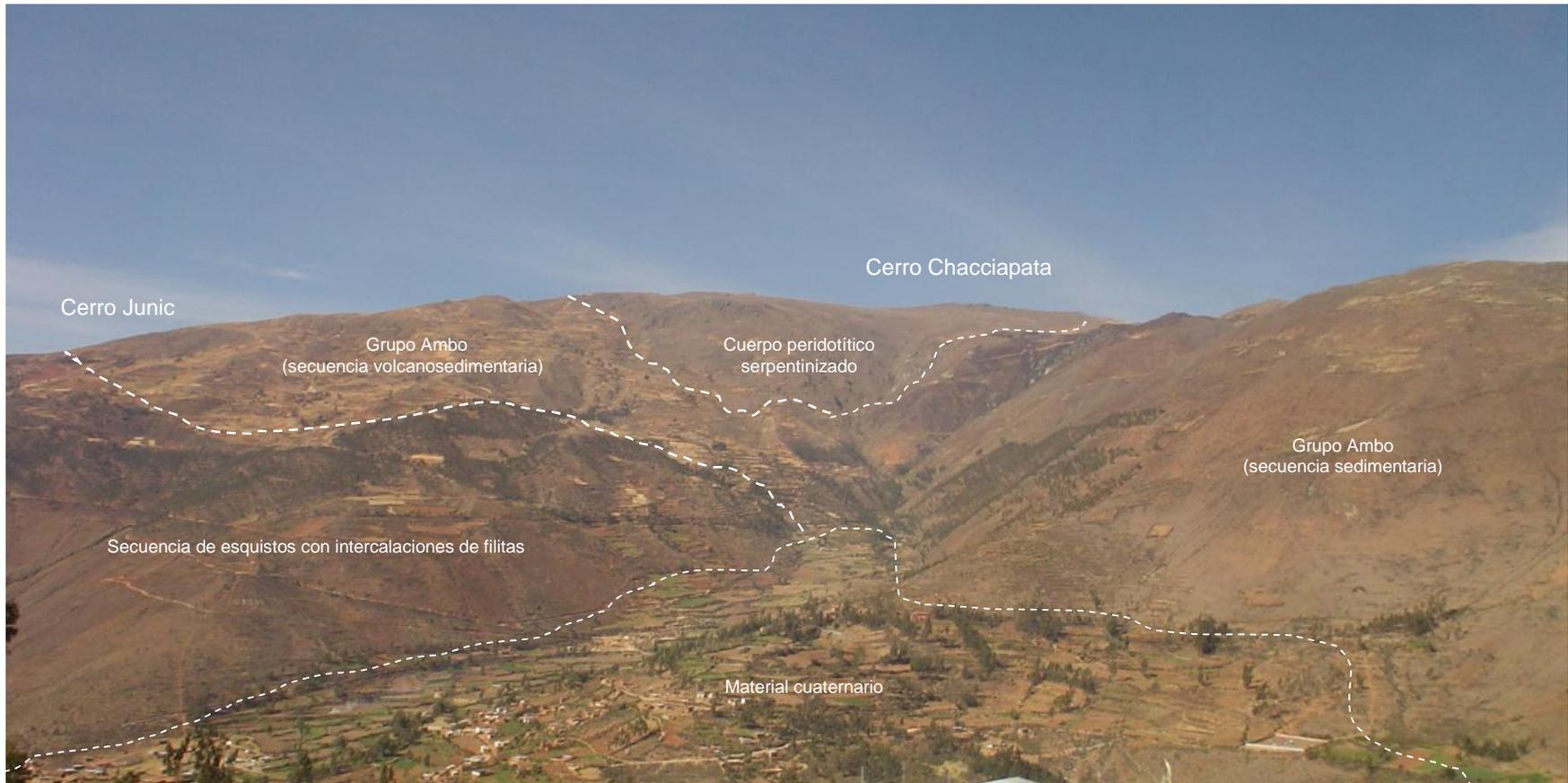


Foto 5.11: Vista panorámica del área de Tapo – Tarma. Se observa rocas metamórficas conformadas por clorito esquistos, filitas y metagrawacas del “Grupo Huaytapallana”, seguido de afloramientos de origen volcánico tufos de composición dacítica – riodacítica y volcano sedimentarios del Grupo Ambo, sigue en contacto tectónico serpentinitas con diseminación de cromita, dunitas y metagrabros con plagioclasas alargadas (carretera Huaracayo-Yanama Alto; mirando al SE; 432400E, 8748000N, 3800 m.s.n.m.).

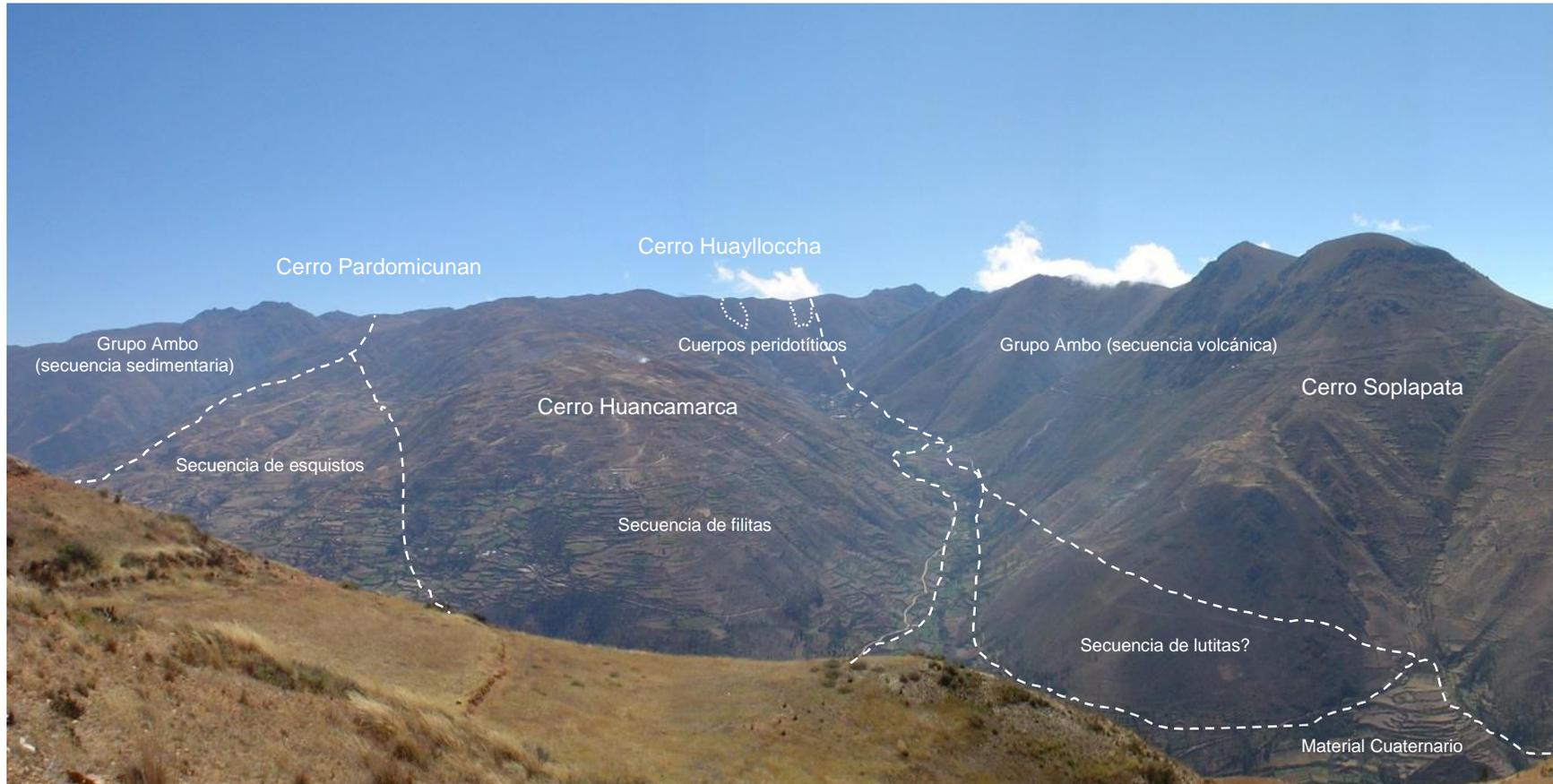


Foto 5.12: Vista panorámica del área de Acobamba -Comunidad Yanama Alto, en el cual se observa dos cuerpos peridotíticos serpentinizados (Cerro Huaylloccha), enclavados en una secuencia filítica con presencia de cuarzo paralelo a la foliación. Estos dos cuerpos peridotíticos tienen en los bordes vetas de cuarzo de posible génesis hidrotermal, también ocurre sericita pulverulenta y algunos pequeños afloramientos con presencia de magnetita, y sulfuros alejados del cuerpo serpentizado (carretera Huaylahuichan - Casacota; mirando al NO; 437425E, 8744530N, 3469 m.s.n.m.).



Foto 5.13: Vista panorámica de afloramientos volcánicos e intrusivos en Acobamba. Los volcánicos son flujos de lava brechosa muy silicificadas de composición riolítica a riodacítica perteneciente al Grupo Ambo, e infrayace a esta unidad volcánica un intrusivo de composición acida llamado Granito Huacapistana, (parte alta Quebrada Quishuarcancha-Yanama Alto; mirando al NO; 434675E, 8751640N, 3915 m.s.n.m.).

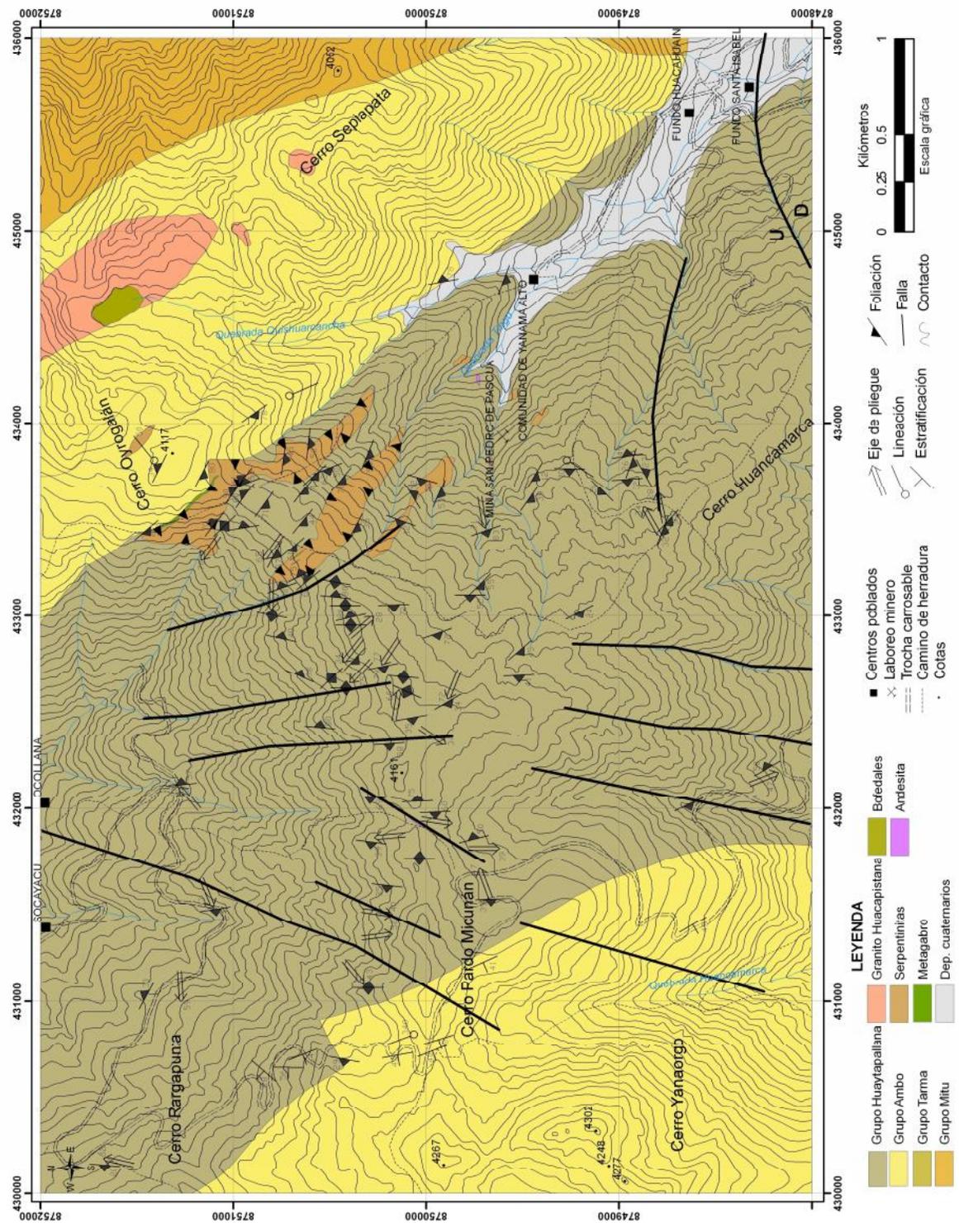


Figura 5.1: Mapa geológico del área de Acobamba. Basado en la geología del cuadrángulo de Tarma.

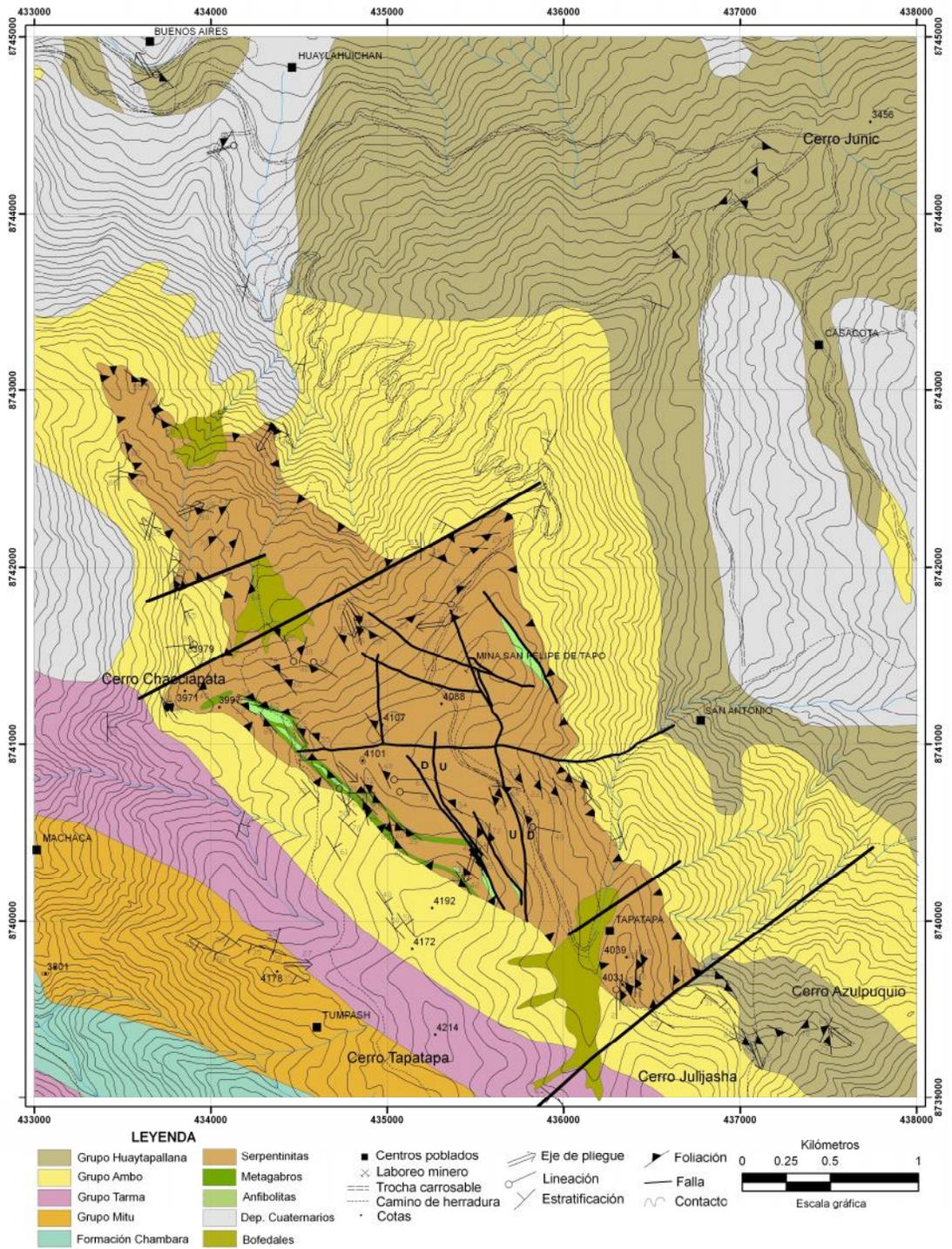


Figura 5.2: Mapa geológico del área de Tapo. Basado en la geología del cuadrángulo de Tarma.

CAPÍTULO VI: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y ASPECTOS MICROTURALES DE LOS CUERPOS MÁFICOS, ULTRAMÁFICOS Y LITOLOGÍAS ENCAJANTES

Según descripción mesoscópica que se hizo en los macizos metamórficos de Acobamba y Tapo; estos se constituyen litológicamente por rocas filíticas, peridotitas serpentinizadas, metagrawacas, clorito esquistos, metagabros y anfibolitas.

Las muestras de roca que a continuación se describen fueron obtenidas de cerca de 315 puntos visitados y analizados, del cual se obtuvo 59 muestras de mano, y se seleccionaron para secciones delgadas 17 muestras tipo. Para el área de Tapo 8 y 9 para el área de Acobamba, las que corresponden a las litologías mencionadas en el párrafo anterior. También se mantuvo el estilo de codificación de las muestras, que hace el INGEMMET en este tipo de estudios.

Como se dijo en el capítulo I, se utilizaron los laboratorios de petrografía del INGEMMET y petromineralogía de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional del Altiplano – Puno (EPIG, UNA-PUNO). Los microscopios utilizados fueron:

- Nikon Eclipse E200 del INGEMMET para la obtención de fotomicrografías y estudio microscópico. Las fotomicrografías se obtuvieron con el objetivo 10x/0.025, /- WD 10.5, en nícoles cruzados (NX) y nícoles paralelos (NII).
- Carl Zeiss Jena de la EPIG UNA-PUNO, para descripción de las secciones delgadas y estudio microtextural.

El objetivo fundamental de las observaciones microscópicas, además de una caracterización mineralógica y de grado metamórfico más profundizada, es la de mejorar la definición de las fases de deformación en cada una de las unidades estudiadas.

6.1 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE FILITAS (Grupo Huaytapallana)

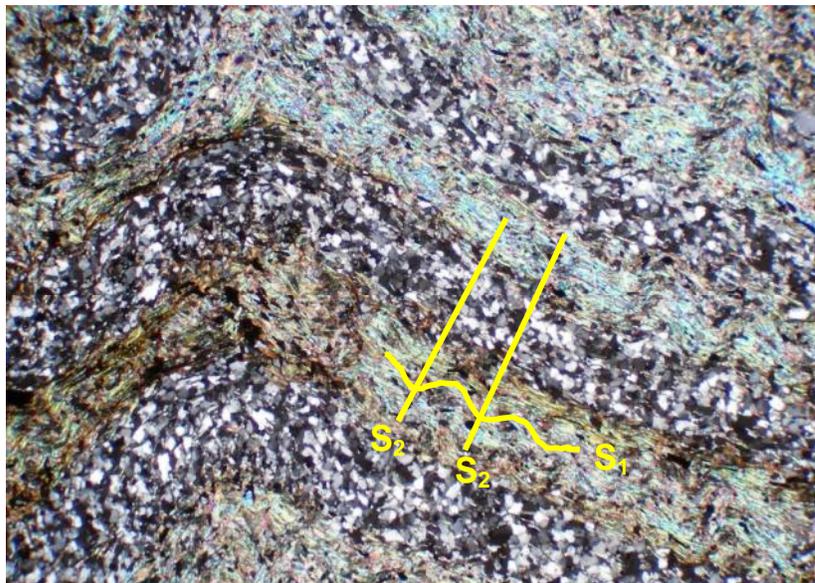
La mayoría de las muestras con estudio microscópico y con éste tipo de litología metamórfica corresponden al área de Acobamba, pese a que algunos pequeños afloramientos de filitas también se exponen en cortes de carreteras en Tapo o que en la mayoría de los casos están cubiertas por material cuaternario (Cerro Junic).

El estudio de secciones delgadas muestra similitud textural y mineralógica en este tipo de litología. A continuación se describen las muestras tipo seleccionadas de filitas.

AC-112307-070, esta muestra fue extraída en cercanías de los cuerpos peridotíticos serpentinizados en Acobamba; tiene foliación discontinua y textura compuesta lepidogranoblástica, conformada por bandas de filosilicatos (muscovita y biotitas) y bandas de cuarzo de origen metamórfico. Tiene como minerales accesorios: minerales opacos y plagioclasas que están relacionados a las “bandas” de filosilicatos; estos filosilicatos se encuentran crenulados con

una fase de deformación S2. El dominio de filosilicatos muestra un clivaje de crenulación asimétrica, la exfoliación viene definida por los flancos de las crenulaciones que se notan más apretadas en algunos casos. Entre el límite de los microlitos de cuarzo metamórfico y los filosilicatos existen óxidos de hierro (hematita), rellenando microfracturas. Cabe señalar que los minerales opacos se encuentran alineados y tienen formas de tipo tabular alargado y coexisten junto a las muscovitas y biotitas en S1; al parecer estos minerales opacos son coetáneos a la primera fase de deformación S1. En los dominios de microlitos de cuarzo, los minerales opacos son de formas anhedrales y no tienen formas alargadas, posiblemente por que fueron removilizados después del cuarzo y recrystalizaron aprovechando espacios vacíos entre los granos de cuarzo.

El microplegamiento observado en la fotomicrografía 6.1 corresponde a microplegues parásitos o *drag Folds* de tipo z. Es de notar que los minerales opacos se alinearon en la primera fase de deformación S1 y fueron afectados por otra fase de deformación S2 que solamente es observable en los dominios de los filosilicatos. Es en la segunda deformación en el cual se concentran los minerales opacos en las charnelas de los *drag folds* y tienden a oxidarse entre los contactos de los dos dominios de micas y microlitos de cuarzo.



Fotomicrografía 6.1: Foliación discontinua en filita plegada asimétricamente. Nótese la presencia de minerales opacos que se alinean en sentido del microplegamiento y a su vez se agrupan dentro y fuera de las charnelas de los microplegues.

AC-250708-009, esta muestra fue tomada en los alrededores del Cerro Huancamarca en Acobamba, aquí se evidencia la presencia de cloritas, plagioclasas, minerales opacos y algunos fragmentos líticos como minerales accesorios. Los minerales opacos y cloritas están diseminados dentro de la muestra y en especial en las bandas de los filosilicatos. Se observa dos fases de deformación al igual que la muestra anterior y se notan más en los dominios de los filosilicatos (S1 y S2). La fase S2 forma crenulaciones oblicuas que se mimetizan a escala mesoscópica.

Los minerales opacos son de formas anhedrales y alargados, y guardan relación directa con la orientación y deformación de las micas en S₂. Algunas concentraciones de minerales opacos dentro de la misma sección delgada actúan como rellenos en los planos foliación y se orientan de forma paralela a ella; es en estos planos de foliación en que los opacos tienden a oxidarse. Los microfragmentos líticos son coetáneos a S₁ (ver fotomicrografía 6.2).

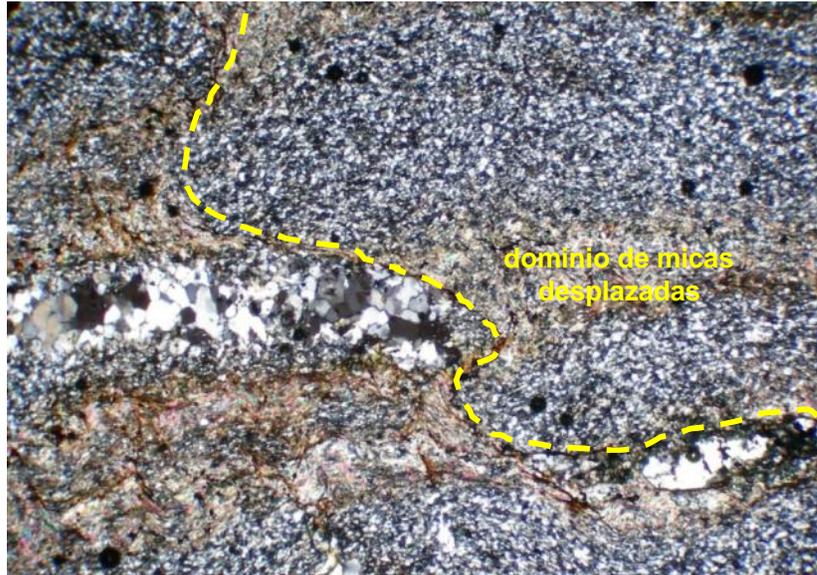
Otra particularidad en esta sección delgada es que aparentemente se está iniciando una nueva formación de bandas de cuarzo, lo que concuerda con la ubicación de la muestra, pues está se encuentra alejada de los halos de alteración de los cuerpos serpentinizados en Acobamba (zona con mayor deformación).



Fotomicrografía 6.2: Foliación discontinua en filita crenulada simétricamente. La crenulación es poco intensa, y también se observa la formación de nuevas “bandas” de cuarzo metamórfico.

AC-260708-046, la muestra se obtuvo al norte del Cerro Pardomicunan cerca al contacto con los conglomerados de Grupo Ambo. La característica de esta sección delgada es la presencia casi nula de minerales opacos; pero tiene igual textura que las muestras antes descritas (lepidogranoblástica con bandas de filosilicatos y cuarzo de origen metamórfico). También presenta dos fases de deformación una que orientó a las micas S₁ y otra que causó una crenulación S₂; la crenulación al parecer es débil y simétrica observable en los dominios micáceos.

Se reconoce también otra fase de deformación que es dúctil frágil y posterior a S₁ y S₂ (ver fotomicrografía 6.3) y que desplaza por medio de una microfalla dominios de microlitos de cuarzo y micas a manera de microfalloamiento normal. Las microfallas son aprovechadas para la ubicación de los pocos minerales opacos que tienden a oxidarse; en el corte que hacen las microestructuras las micas tienden a alterarse a sericita y coexisten con hematita.



Fotomicrografía 6.3: Microfalla en dominios dúctil-frágil en filita crenulada simétricamente. La crenulación que dio origen a S2 no está desarrollada completamente.

AC-100607-006, muestra tomada cerca del primer cuerpo serpentizado en Acobamba. La ocurrencia de minerales opacos dentro de la sección delgada se aproxima al 10 %, las formas que presentan estos minerales son anhedrales y euhedrales (cristales cúbicos) alargados. La textura de esta muestra es lepidogranoblástica, con dominios de filosilicatos (muscovitas y biotitas) y dominios de microlitos de cuarzo metamórfico. Los minerales accesorios lo conforman cloritas, plagioclasas y algunos fragmentos líticos. Los minerales opacos se alinean y agrupan en los nuevos planos S2 (fotomicrografía 6.4).



Fotomicrografía 6.4: Filita con minerales opacos que se están alineando y rellenando nuevos planos de crenulación S2 (líneas entrecortadas amarillas).

El micropliegue de cuarzo metamórfico que se observa en la fotomicrografía 6.4 es coetánea de la fase que origina la crenulación S2. Se observa también con cierta nitidez un ordenamiento (alineación) de los minerales opacos formando parte del plano un clivaje de crenulación S2, que se hacen más notorias con respecto a las demás secciones delgadas. Cabe mencionar que estos minerales opacos también se reorientan en los bordes de inflexión del micropliegue.

Síntesis de la descripción microscópica de las filitas

Del estudio petrográfico concerniente a los afloramientos filíticos podemos afirmar que existen por lo menos dos fases de deformación en dominio dúctil que originan S1 y S2, y metamorfismo regional de bajo grado. La primera fase de deformación produjo una esquistosidad de flujo penetrativa el cual fue reordenando los minerales del protolito original, y luego por aumento de temperatura y presión se desarrolla al mismo tiempo que el metamorfismo una recristalización de minerales, los que son orientados paralelamente a la esquistosidad dando lugar a una foliación S1.

Luego de la foliación disyuntiva ocurre una segunda deformación originando una crenulación o superficie S2 y microplegamiento. La crenulación trae reordenamiento (alineación) de minerales opacos en capas de micas y cuarzo.

Los *drag folds* de tipo z y microplegamiento observados de forma mesoscópica y microscópica indican pertenecer a una sola fase de deformación (S2), pudiendo estos ser confundidos o mimetizarse en el campo. Adaro (1977) menciona que la foliación a veces va acompañada de migración de materia paralelamente a ella; pues rellenos de cuarzo metamórfico a manera de “*mullions*” que se observan mesoscópicamente en Acobamba se produjeron en parte por la migración de cuarzo del protolito original (posiblemente pelita o argilita) al plano de foliación S1. También se puede mencionar la ocurrencia de fracturas de dominios frágil dúctil (ver fotomicrografía 6.3) y actividad hidrotermal posterior al metamorfismo que trajo vetilleo de cuarzo, alteración sericitica y oxidación de minerales opacos.

6.2. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE ANFIBOLITAS

Al igual que las filitas estas secciones delgadas tienen similitud en cuanto a textura y composición mineralógica.

TP-010708-012, muestra tomada en sector SO de Tapo, en la zona donde afloran los cuerpos alargados de anfibolitas y metagabros. Tiene típica textura compuesta nematogranoblástica, formada por bandas de anfíboles y bandas de cuarzo metamórfico con puntos triples de textura granoblástica poligonal. Los cristales de anfíboles se observan rotos (en algunos casos) y alineados; las pequeñas fracturas de las hornblendas se deben posiblemente a fenómenos deformacionales de tipo frágil-dúctil. Las micas y los minerales opacos se relacionan a los dominios de anfíboles; la muscovita se encuentra en las colas de presión de los porfiroclastos de minerales opacos; a veces los propios anfíboles también se encuentran en las colas de presión. Otra particularidad en

esta muestra es que presenta porfidoclastos de minerales opacos, los que presentan cierta simetría en las colas de presión lo que nos indica que estos minerales son pre tectónicos o sin Sn.

Los dominios en donde se ubican los anfíboles a su vez son afectados por otra fase de deformación de tipo frágil dúctil evidenciada por la fotomicrografía 6.5, esta fase de deformación trajo vetilleo de cuarzo hidrotermal que corta oblicuamente al dominio de anfíboles y cuarzo con extinción ond ulante. Los minerales opacos y hematita producto de alteración se emplazan entre los planos de cristalización y clivaje de anfíboles (foliación S_n). Esta fotomicrografía 6.5 también evidencia cizallamiento dúctil en los afloramientos de anfibolitas.



Fotomicrografía 6.5: Foliación discontinua en anfibolita con cuarzo metamórfico paralelo a S_n. Se observa también la neoformación de minerales opacos a partir de minerales con contenido de Fe, pre tectónicos (NII).

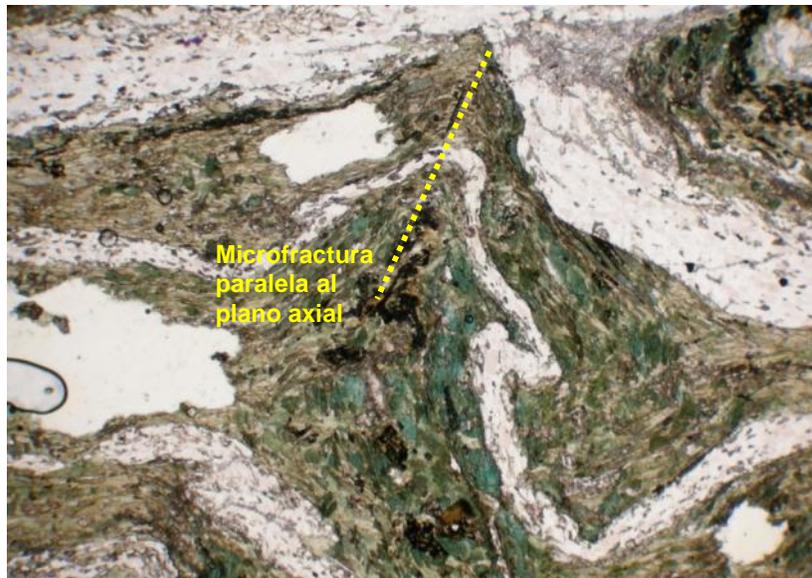
TP-080607-001, esta muestra se extrajo al SE de la labor minera Felipito, esta sección delgada tiene de textura compuesta también nematogranoblástica, formada por bandas de anfíboles de formas tabulares alargados y orientados, cuarzo metamórfico con puntos triples de textura granoblástica poligon al.

Las bandas de nematoblastos (anfíboles) y microlitos de cuarzo están microplegados La foliación penetrativa presenta dos plegamientos distintos, que se distinguen por la orientación diferente de su plan o axial. Este hecho muestra la existencia de tres fases de deformación: una que genera la deformación y las otras dos que la pliegan. En la fotomicrografía 6.6 se destaca la fase de plegamiento D_{n+2} a través de una microfractura paralela al plan o axial. Nótese que este plegamiento afecta una venilla de cuarzo que presenta micropliegues de plano axial subparalelo a la foliación.

La mayoría de cristales de minerales opacos anhedrales se relacionan a las bandas de anfíboles y se concentran dentro y sobre las charnelas de los microplegues. Por la forma en que se presentan estos minerales opacos (microplegados) son coetáneos con S_n .

Ocurren también porfidoclastos de opacos (ver fotomicrografía 6.5) que tiene colas de presión no simétricas, esto indica que fueron o se formaron durante un evento de cizallamiento pos S_n o coetáneo a S_{n+1} o a S_{n+2} .

Los microplegues empiezan a fracturarse en régimen dúctil-frágil tomando sus planos axiales como plano de rotura, lo que evidencia que las anfíbolitas han tenido un fenómeno tectónico de cizallamiento, ver fotomicrografía 6.6.

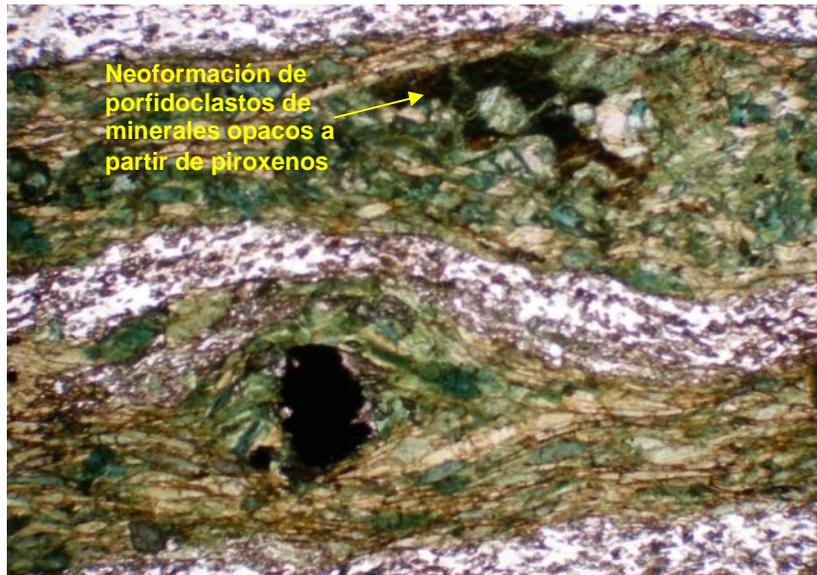


Fotomicrografía 6.6: Microplegamiento intrafolial de cuarzo en anfíbolitas con textura nematogranoblástica. Se observa neoformación de minerales opacos a partir de minerales con contenido de Fe, (NII).

TP-010808-009, esta muestra fue extraída del sector SE del área de Tapo, alrededores del Cerro Azulpuquio. Tiene la misma composición y textura de las muestras antes descritas, lo característico en esta muestra, es que se observa la formación de un porfidoclasto de mineral opaco, a partir de piroxenos (fotomicrografía 6.7). También existen como accesorios, plagioclasas con típica textura metamórfica, piroxenos, sericita y clorita.

Los anfíboles se observan microfracturados y alineados, la alineación se formó con la deformación S_n (foliación).

Dentro de la zona del Cerro Azulpuquio y Caserío San Antonio, las anfíbolitas también atestiguan porfidoclastos de cuarzo, y tienen bandeamiento composicional, no se conoce aun su verdadero origen y fue mapeado en este trabajo como parte del Grupo Huaytapallana.



Fotomicrografía 6.7: Anfibolita con textura nematogranoblástica, se observa la formación de un mineral opaco y otro ya formado con colas de presión simétrica, (NII).

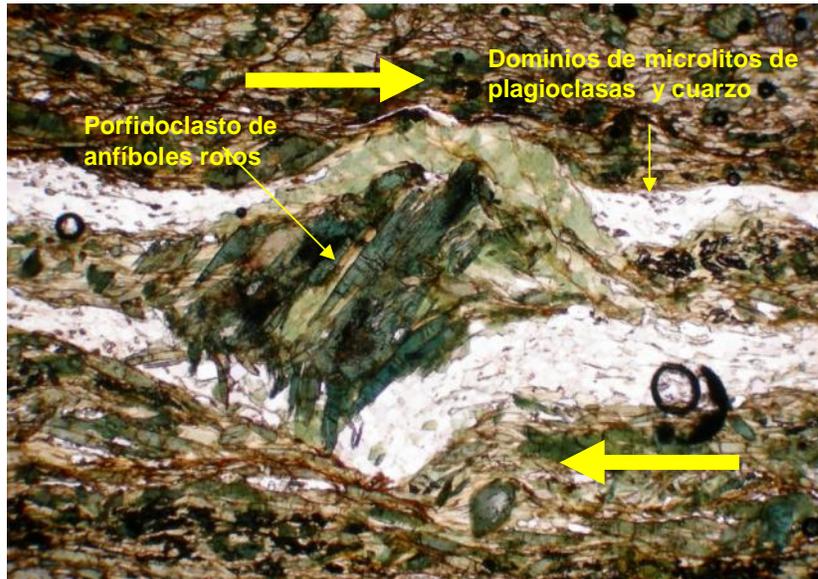
Los minerales opacos como porfidoclastos son precinemáticos y posiblemente pertenezcan a piroxenos u otros minerales ferromagnesianos que están en proceso de alteración o recristalización estática ocasionada por fenómenos metamórficos (*annealing*). Según Nicolas (1987) este tipo de textura de reacción es precinemática y se forma por intercrecimiento de los productos reactantes, y al final resultan minerales como magnetita, ver fotomicrografía 6.7.

TP-110607-25, tomada también en parte del sector SO de Tapo (alrededores del Cerro Chacciapata), por una particularidad que se observo de manera mesoscópica, pues entre los microlitos de cuarzo coexistían plagioclasas. Estas plagioclasas bajo microscopio resultaron de composición albita con típica macla de carlsbad, con marcada alineación.

También se puede observar la presencia de anfíboles como porfidoclastos sincinemáticos a una deformación rotacional con sentido sinistral como se puede verse en la fotomicrografía 6.8; los porfidoclastos de anfíboles se muestran rotos y rodeados por cuarzo y bandas de plagioclasas.

Los minerales opacos, micas, piroxenos y ortopiroxenos se relacionan a las bandas de anfíboles, estos dos últimos se presentan en forma dispersa y con cierta rotación e indicios de alteración en los bordes de cristal.

Se trata por tanto de una muestra donde es posible observar, sin cualquier duda una importante componente de cizallamiento marcada por la existencia de porfidoclastos del tipo sigma.



Fotomicrografía 6.8: Porfidoclastos (tipo sigma) de hornblenda fracturada y piroxenos sincinemáticos a una deformación rotacional (NII).

Una de las particularidades de las anfibolitas reconocidas en Tapo, es que la mayoría de las secciones delgadas estudiadas muestran colas de presión simétricas en minerales opacos (precinemáticos), y no simétricos en anfíboles, cuarzo y plagioclasas. Los piroxenos y ortopiroxenos también son afectados por efectos cinemáticos dentro de los dominios de nematoblastos, ver fotomicrografía 6.8.

Esta abundancia de sistemas porfiroclásticos muestran claramente el carácter no-coaxial de la deformación, por lo que se deduce una importante componente de cizallamiento actuante paralelamente o subparalelamente a S_n , correspondiente a una fase de deformación F_{n+1} .

Los minerales opacos son interesantes de estudiar al igual que en las filitas, pues en las anfibolitas de Tapo estos son indicadores de dos eventos de deformación F_n y F_{n+1} ; el primero que generó una foliación S_n y el segundo que la microplego y cizallo F_{n+1} ; los porfidoclastos de cuarzo, plagioclasas y anfíboles son sin S_{n+1} .

Las microfracturas que muestran los anfíboles (hornblendas), al parecer están sufriendo un cizallamiento antitetico de tipo *book shelf*, ocasionado por una deformación no rotacional coetáneo a F_{n+1} . No se observan crenulaciones importantes, pero sí una esquistosidad de flujo avanzada hacia una foliación muy penetrativa.

También se observa cuarzo hidrotermal que corta las anfibolitas con microvetilleo. Este microvetilleo aprovecha una deformación de tipo frágil dúctil, pos S_{n+1} y eventualmente post plegamiento D_{n+2} .

Síntesis de la descripción microscópica de las anfibolitas

La sucesión de fases de deformación toma como referencia la existencia de una foliación penetrativa (S_n) observable en todas las láminas de anfibolitas (fotomicrografías 6.5 a 6.8), que confiere a la roca una textura nematoblástica.

Pueden también distinguirse dos eventos deformacionales post- S_1 . Una fase F_{n+1} que genera pliegues muy asimétricos subparalelos a S_n (fotomicrografía 6.6) y cizallamientos paralelos a S_n que generan abundantes sistemas de porfiroclastos (fotomicrografía 6.8). Finalmente ocurre una fase de plegamiento F_{n+2} que genera pliegues más amplios que afectan los episodios de deformación anteriores y respectivas estructuras.

La presencia de porfiroclastos de anfíboles en el seno de una matriz fina también de anfíboles y plagioclasas con venas de cuarzo microgranular (fotomicrografías 6.7 y 6.8) lleva a sugerir que la etapa F_{n+1} genera una foliación milonítica.

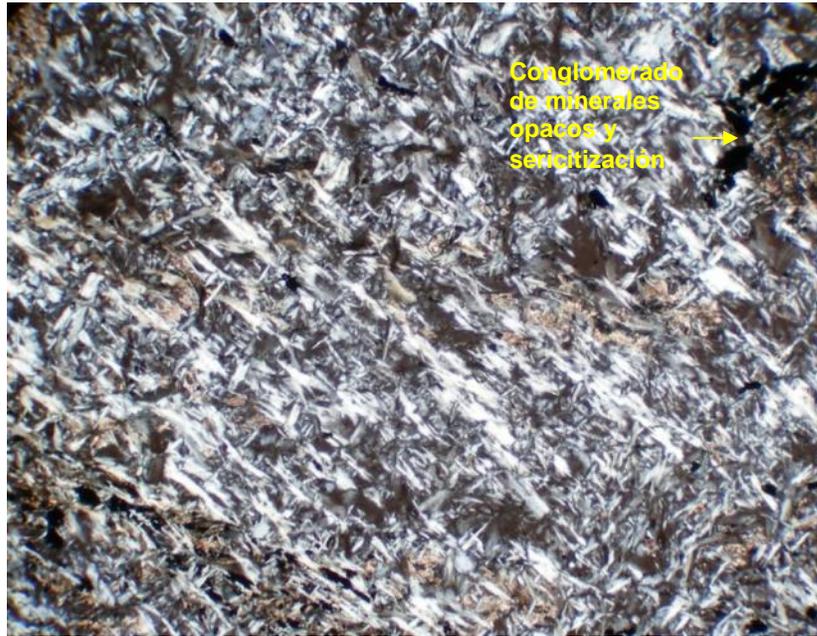
6.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA (SERPENTINITAS)

Las primeras observaciones que hizo Kobe (1958a, b y c), mostraron como protolito de las zonas serpentinizadas a rocas de composición ultrabásica (peridotitas) que hasta la actualidad son empleados.

A diferencia de las litologías antes descritas, las serpentinitas de Tapo y Acobamba, tienen diferencia textural, pero composición mineralógica similar en minerales principales y varía en los minerales accesorios. Melgarejo (1997) menciona que las texturas resultantes y la asociación de minerales de la serpentización depende exclusivamente del protolito original y del régimen térmico en que haya tenido la alteración, es decir si se han producido durante el descenso progresivo de temperatura o por el contrario si ha implicado un incremento de temperatura, en ambos casos la presión tiene un efecto secundario.

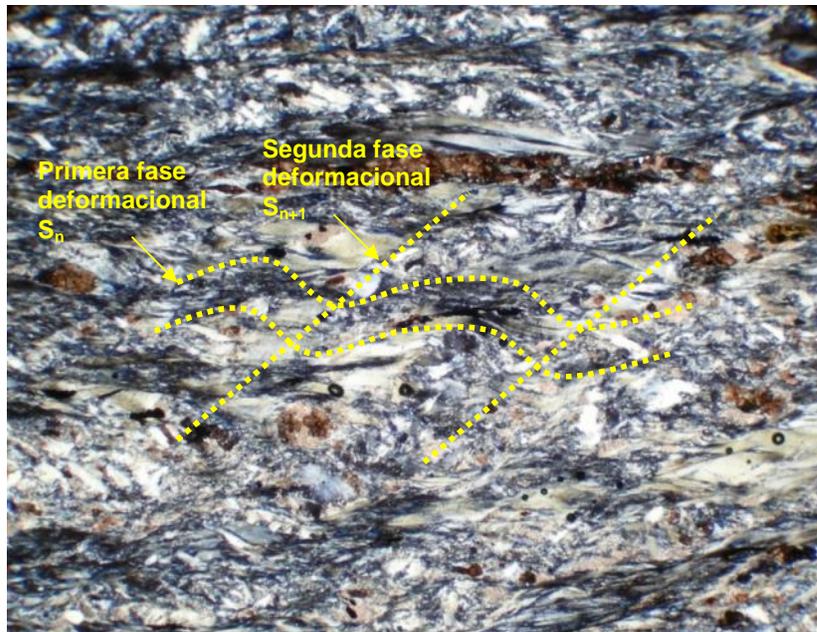
Según Wicks y Whittaker (1977), los tipos de texturas de minerales de serpentina son tres: pseudomórfico; el cual resulta de la sustitución o la alteración del olivino, piroxeno, anfíboles, talco y cloritas; no pseudomórfico el que suele ser formado luego de algunos minerales primarios o luego de la textura pseudomórfica; textura formada por venas de serpentina.

AC-241107-089, muestra tomada en el extremo NE del primer cuerpo peridotítico serpentizado en Acobamba (fotomicrografía 6.9). Tiene típica textura pseudomórfica en malla o *mesh*; esta serpentinita está tan obliterada que es casi imposible descifrar su mineralogía original. Muestra minerales opacos subhedrales y euhedrales que ocurrieron post-ocurrencia o formación de minerales serpentínicos; ocurren en forma dispersa y casi siempre forman conglomerados relacionados a una sericitización (confirmación de imagen satelital para discriminación de este tipo de alteración). A veces los minerales opacos forman una especie de lineación pero que no guarda relación con ninguna estructura o fábrica penetrativa planar o lineal.



Fotomicrografía 6.9: Serpentinita con textura en malla. Obsérvese también los conglomerados de minerales opacos con formas subhedrales y otros alargados (NX).

TP-080607-027, extraída en Tapo al E del Cerro Chacciapata. Esta serpentinita tiene textura *ribbon* (no pseudomórfica) aparentemente (fotomicrografía 6.10); muestra un alineamiento fluidal de minerales de serpentina y opacos; estos opacos están casi totalmente alterados a hematita, sus formas son alargadas “estiradas”. Los minerales accesorios de esta muestra son: browsita, sericita y opacos. Se observa también relictos de ortopiroxenos que se relacionan a la formación de minerales opacos; la sericita es relacionada con la browsita.

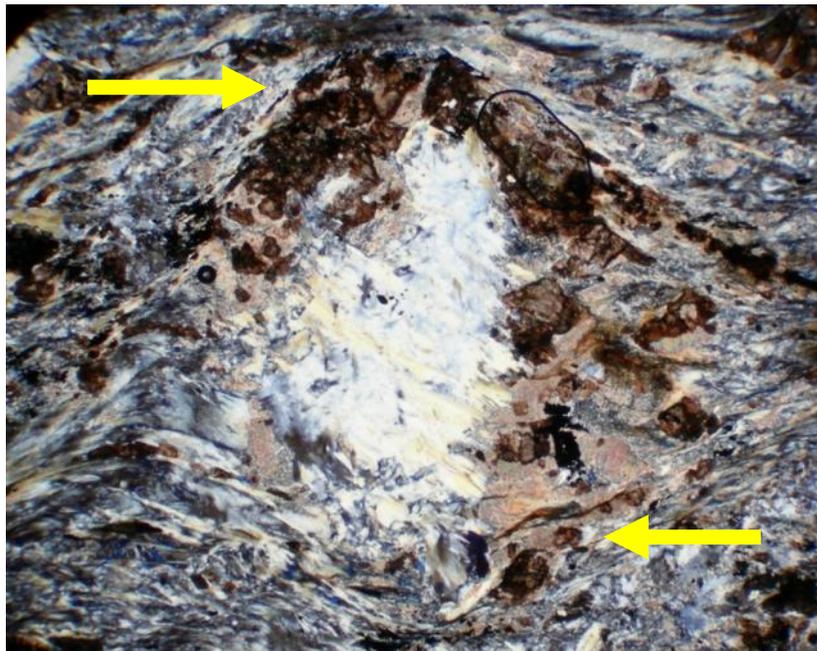


Fotomicrografía 6.10: Serpentinita con textura *ribbon* mostrando planos C de una foliación milonítica (NX).

El alineamiento de tipo fluidal de los cristales secundarios de serpentina junto a los minerales opacos de formas anhedrales, muestran dos tipos de fases de deformación: uno que alinea los primeros minerales serpentinizados S_n y otro no muy visible que parece que la crenulo simétricamente S_{n+1} . Sin embargo es posible que la crenulación pueda ser interpretada como planos C' (inclinándose de derecha para a izquierda) de una foliación milonítica donde aún se pueden observar planos S (inclinando de izquierda para a derecha, y formando un ángulo menor con el plano C de la foliación milonítica).

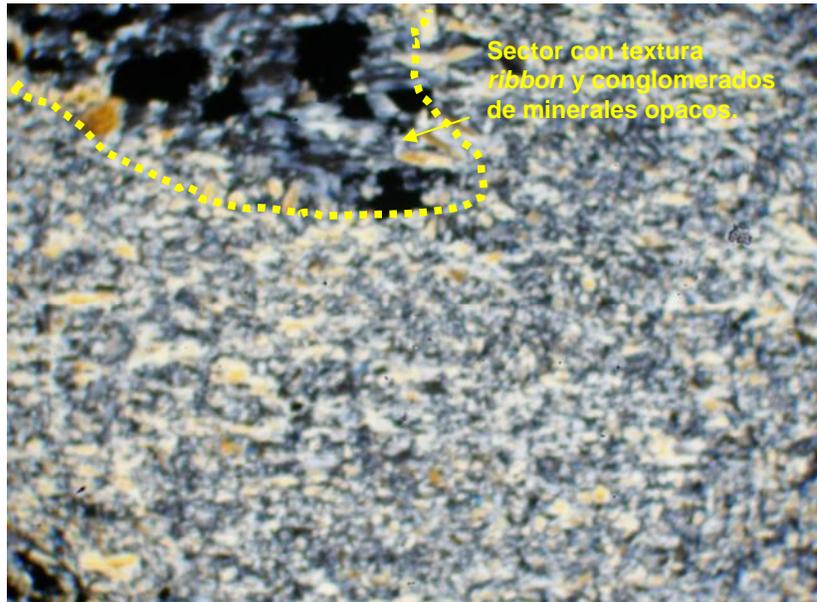
La textura *ribbon* resulta de la sustitución de cualquier serpentina preexistente, se muestran como pequeñas cintas que guardan lineación por proceso metamórfico, Wicks y Whittaker (1977) como se observa en la fotomicrografía 6.10.

La deformación fuertemente rotacional inducida por el cizallamiento que genera la foliación milonítica genera sistemas de porfiroclastos conforme se puede observar en la fotomicrografía 6.11.



Fotomicrografía 6.11: Serpentinita como porfiroclásto sincinemático con sentido sinistro y textura *ribbon* (NX).

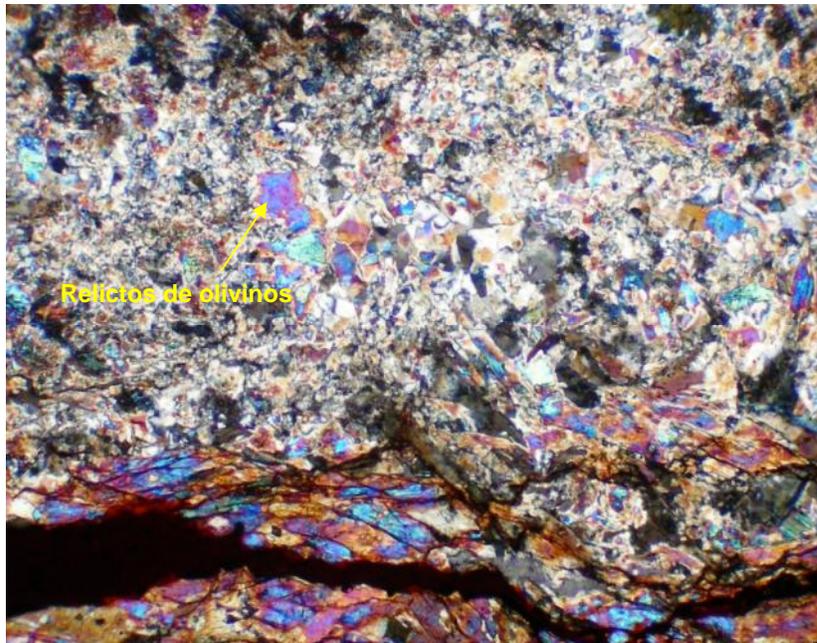
TP-010808-013, la muestra fue extraída en el área de Tapo, dentro del tajo de la Mina San Felipe, presenta una coloración en muestra mesoscópica de verde oscuro a verde amarillo. En estudio microscópico se reconoce alteración sericitica moderada, además de la serpentización pervasiva; los conglomerados de minerales opacos de formas anhedrales están íntimamente relacionados a la sericitización y oxidación; estos opacos también rellenan microfrazuras (ver fotomicrografía 6.12). La textura típica en malla casi no es notoria en esta sección delgada; en algunos sectores se observa también una textura no pseudomórfica (*ribbon*) cortada por microfrazuras. En los sectores donde se observa la textura *ribbon* las serpentinas se alinean en dirección paralela a una posible foliación pre serpentización.



Sector con textura *ribbon* y conglomerados de minerales opacos.

Fotomicrografía 6.12: Serpentinita con dos tipos de texturas en malla poco notoria y textura no pseudomórfica *ribbon* (NX).

TP-080607-002, la muestra fue tomada en afloramientos cercanos a la estancia Tapatapa en el sector SE de Tapo. En sección delgada se reconoce un proceso de serpentinización no muy avanzado (ver fotomicrografía 6.13), en donde todavía se pueden observar “fantasmas” o relicto de olivinos y anfíboles de un protolito al parecer peridotítico. Esta muestra es cortada por microfrazuras milimétricas, las que son rellenadas por hematita; se observa también unas manchas oscuras que posiblemente sean núcleos de nuevos minerales opacos.



Relictos de olivinos

Fotomicrografía 6.13: Peridotita en proceso de serpentinización con pseudomórfos de olivinos y anfíboles (NX).

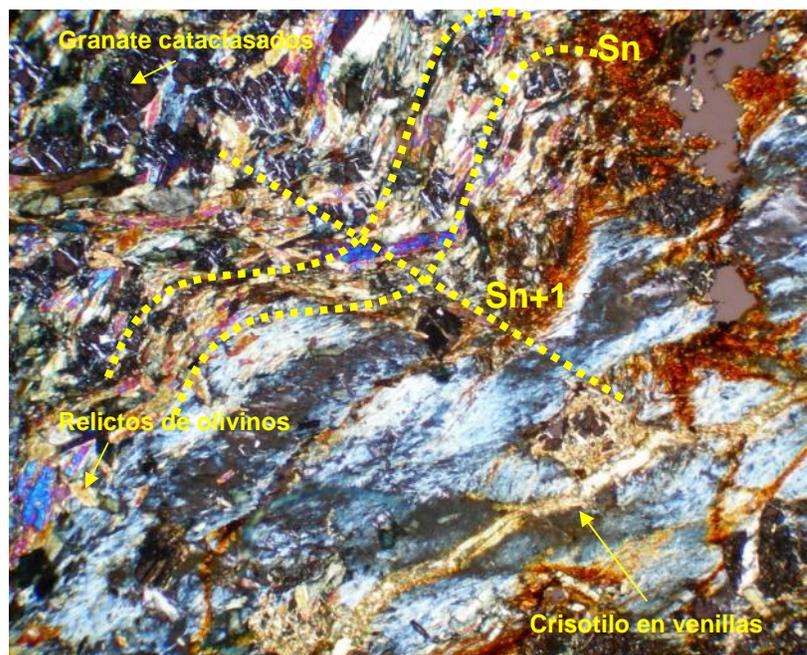
TP-090607- 004, esta muestra fue extraída cerca de la labor minera Felipito por contener granate. A parte de la mineralogía principal de serpentina esta muestra tiene como minerales accesorios: relictos de olivinos, anfíboles, granate, crisolito, moscovita, hematita y núcleos de minerales opacos .

Se observa dos sectores bien definidos: uno con contenido de relictos de olivinos, anfíboles y plagioclasas y otro con diseminación de granates cortados por venillas de serpentina; en el sector de las serpentinas, estos minerales muestran un alineamiento de tipo fluidal con típica textura *ribbon*, también es cortada por venillas mas abundantes de serpentina de la variedad crisolito, evidenciando otra textura no pseudomórfica en este mineral.

Al parecer la inyección de serpentina (crisolito) trajo consigo oxidación en minerales opacos (pre serpentización), esto nos indica dos generaciones de serpentinas. Los granates de formas idiomórficas fracturadas indican que sufrieron deformación o cataclasis.

Además de la serpentización que presenta, ocurre también. Los microplegamientos que muestra son simétricos de segunda fase de deformación (S_{n+1}), no distinguibles a escala mesoscópica .

Entonces S_{n+1} será un clivaje de crenulación que se sobrepone a la etapa de milonitización que se observa en los lechos de serpentina



Fotomicrografía 6.14: Serpentina con textura *ribbon* y fantasmas de olivinos en proceso de serpentización; se observa también granates cataclásicos y crisolito relleno venillas, (NX).

La serpentización puede tener lugar en distintas etapas de la evolución del macizo ultramáfico, así la fracturación existente a lo largo de las dorsales mediooceánicas asociadas a fallamiento transformante permiten la infiltración

de agua marina hasta regiones relativamente profundas de la corteza oceánica dando lugar a las serpentinitas de fondo oceánico, Bonatti (1968) ; Aumento y Loubat (1971); Christensen (1972); Prichard (1979) en Melgarejo (1997). Del mismo modo (Wicks, 1984 a, b, c) en Melgarejo (1997) menciona que la serpentización puede tener lugar como consecuencia de procesos tectónicos que conlleva al emplazamiento de complejos ofiolíticos y de tectolitas orogénicas así como de los procesos de deformación dúctil en zonas de cizalla y fracturación frágil postemplazamiento.

De acuerdo al estudio petrográfico se pudo determinar que las rocas serpentizadas de Tapo y Acobamba tienen textura pseudomórfica, no pseudomórfica y en venillas. La mineralogía primaria relictas corresponde principalmente de olivinos, anfíboles y a veces plagioclasas que llegaron a conformar una típica textura en malla, donde los centros corresponden a centros anhedrales a subhedrales de olivino. Estos cristales de olivino a su vez, forman parte de un conjunto mayor, que se evidencia por la continuidad óptica que presentan.

Algo importante que mencionar sobre la ocurrencia de magnetita en las rocas serpentizadas de ambas zonas de estudio; se debe a que el origen de este mineral, se produce durante la serpentización a partir del hierro contenido en los olivinos, dada la escasa afinidad de este elemento con la estructura de la serpentina, Wittaguer y Wicks (1970) en Melgarejo (1997). Esto ocurre a alta temperatura, pues a baja temperatura el hierro disponible sustituye al Mg, formando minerales como brucita, o a veces lizardita, Moody (1956) en Melgarejo (1997).

Síntesis de la descripción microscópica de las serpentinitas

Los diferentes tipos de texturas y mineralogía mostradas en las secciones delgadas de serpentina, aparentemente demuestran diferentes ambientes y épocas de formación de la serpentización ocurrida en Tapo y Acobamba. Por otra parte, la presencia de fases minerales accesorias, asociadas a las cromititas, tales como granate pueden ser interpretadas como producto de un proceso metasomático (cálcico) ocurrido, probablemente, durante la serpentización de las rocas ultramáficas. La presencia de crisotilo y lizardita dentro de las muestras descritas indican también metamorfismo retrogrado. La sericita indica evento hidrotermal posterior a la formación de la serpentina.

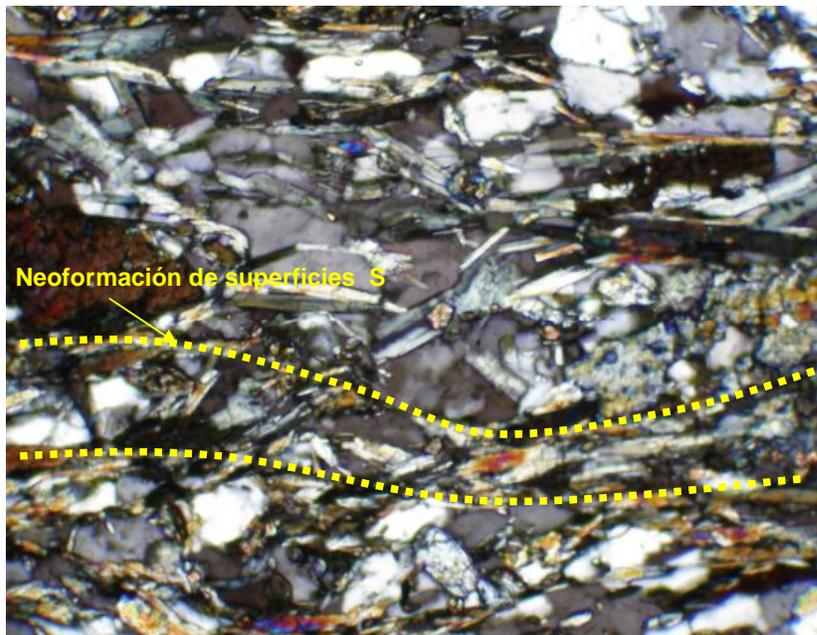
La presencia de serpentina alineada y plegada indica dos fases de deformación en dominio dúctil (S_n y S_{n+1}); las microfracturas con rellenos de crisotilo indican que son coetáneos a S_{n+1} .

En lo que respecta a la sucesión de las diferentes microestructuras, S_n , es una foliación milonítica y afecta una foliación anterior, S_{n-1} (planos S en la fotomicrografía 6.10). Esta foliación milonítica, probablemente está asociada al emplazamiento de los cuerpos ultramáficos serpentizados, fue entonces plegada por una fase F_{n+1} .

6.4 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA DE METAGABROS

En las primeras campañas de campo no se pudo reconocer la existencia de metagabros en los cuerpos peridotíticos en Acobamba, pero en estudio microscópico esto se evidencia.

AC-241107-087, esta muestra corresponde al segundo cuerpo ultramáfico de Acobamba, y en sección delgada muestra un cierto estado de conservación del metagabro, su contenido mineralógico principal contempla plagioclasas idiomórficas de formas tabular alargado con típica macla de carlsbad de tipo albita; los minerales accesorios lo conforman micas, cloritas, hornblenda, epidota y minerales opacos (ver fotomicrografía 6.15). La mineralogía antes mencionada tiene un alineamiento planar determinada por la disposición de prismas de plagioclasas y micas que forma la foliación de la roca (Sn).

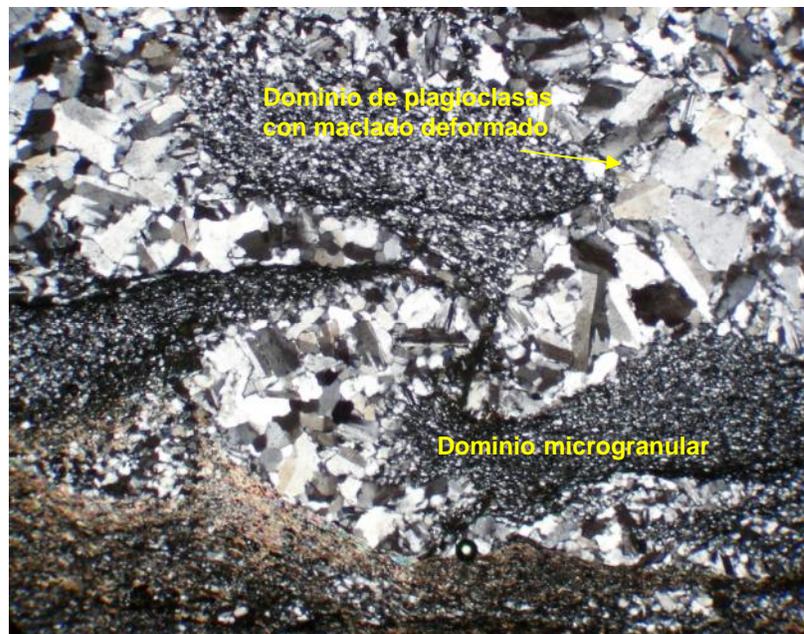


Fotomicrografía 6.15: Metagabro, muestra anfíboles y micas con textura nematoblástica, intercalada con bandas de plagioclasas con típico maclado de carlsbad (NX).

TP-110607-009, esta muestra fue extraída en Tapo sector SO, se distinguen dos tipos de dominios: una de “masa” microgranular de minerales de composición básica y otro dominio de plagioclasas con maclado deformado; las maclas en general son de tipo carlsbad polisintéticas (albita), ver fotomicrografía 6.16. Dos fases de deformación son las que gobiernan a los dominios antes mencionados en la muestra TP-110607-009. La textura compuesta al parecer es de tipo relictiva de un protolito con bandeamiento composicional y estructural en donde la mineralogía principal está compuesta por plagioclasas.

En esta muestra puede, por tanto, observarse dos dominios texturales distintos: uno microgranular con plagioclasas y anfíboles, y otro correspondiente a lechos de plagioclasas de tamaño mayor en cual ambos están deformados. El dominio

microgranular presenta una foliación (S_n) que debe ser milonítica, y el segundo está plegado (F_{n+1}). Los lechos de plagioclasas de mayor grano pueden corresponder a una recristalización post-milonitización (estática?).



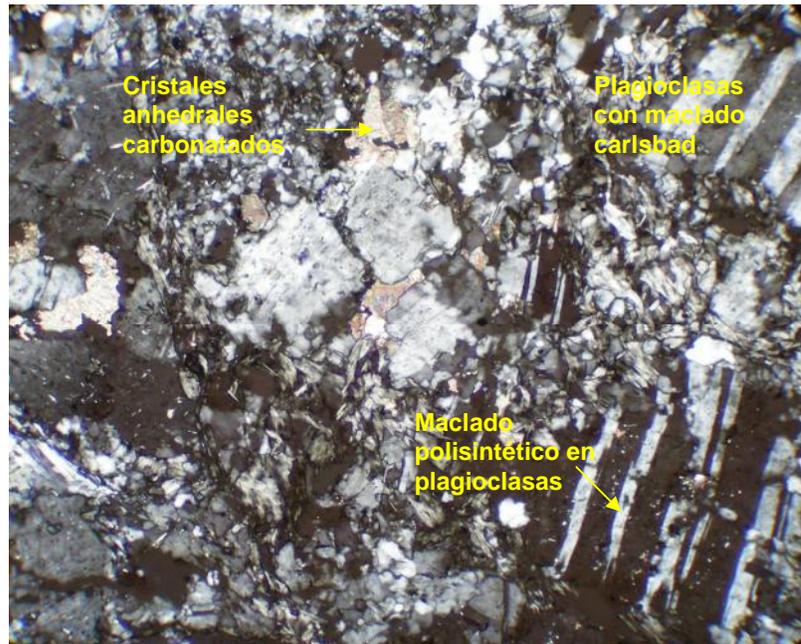
Fotomicrografía 6.16: Metagabro con textura compuesta de bandas de plagioclasas y masa microgranular; afectado por fase metamórfica de régimen dúctil, (NX).

TP-100607-008, esta muestra también fue tomada en Tapo, la sección delgada muestra un estado de alteración moderado en las plagioclasas, pero el maclado de estas, es igual que las muestras de metagabros descritas anteriormente.

Este maclado tectónico de plagioclasas tiene la característica de acuñarse hacia el borde de mineral; según Nicolas (1987) se forman por deformaciones de régimen plástico y posteriormente ocurre una recristalización en los prismas de plagioclasa, cuando es incompleta la recristalización conduce a la existencia de dos generaciones de cristales de igual naturaleza .

Este modelo puede acontecer durante etapas iniciales de la milonitización. Los cristales mayores son cristales pre-cinemáticos y, la nueva generación de granos de menor dimensión corresponden a los granos neoformados por recristalización dinámica durante el cizallamiento.

En la fotomicrografía 6.17, puede verse una etapa protomilonítica en una lámina delgada de un metagabro orientada perpendicularmente a la foliación de la roca.



Fotomicrografía 6.17: Metagabro con presencia de carbonatos y maclado tectónico en plagioclasas (NX, ampliado digitalmente).

Cabe señalar algo importante dentro de la sección delgada (muestra TP-100607-008), es la ocurrencia de cristales de minerales carbonatados de origen posiblemente hidrotermal metasomático, que en descripción mesoscópica se identificaron como magnesita en el sector casi NE en Tapo.

En ambas zonas de estudio, los cuerpos alargados de metagabros que están incluidos dentro de los cuerpos serpentinizados siempre se encuentran en contacto de tipo tectónico cataclástico con el Grupo Ambo. También muestran en ambas zonas de estudio dos fases de deformación con foliaciones y lineaciones de minerales no muy penetrativas (S_n) y microplegues (S_{n+1}).

Síntesis de la descripción microscópica de los metagabros

Se destaca la existencia de estados distintos en lo que respecta a la intensidad de la deformación. Desde estados protomiloníticos (fotomicrografía 6.17), hasta estado con una foliación milonítica bien desarrollada y plegada por un episodio de deformación posterior (fotomicrografía 6.16). La milonitización afecta una foliación anterior (S_{n-1}). Se interpretan, por tanto, tres fases de deformación. Una de ellas (F_n) dominada por cizallamiento intenso que origina milonitización y una posterior (F_{n+1}) que genera una crenulación en la foliación milonítica.

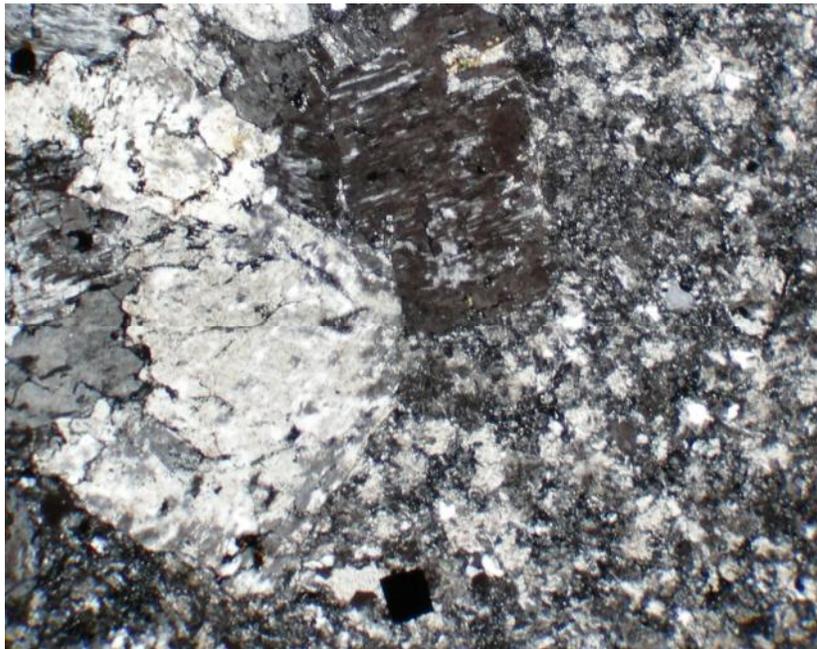
6.5. MUESTRAS DE ROCAS ÍGNEAS

AC-251107-105, tomada en el área de Acobamba sector NE (inmediaciones del Cerro Oyrogalan), se observa micas en estado de alteración y cuarzo fracturado (fotomicrografía 6.18).



Fotomicrografía 6.18: Granito Huacapistana con micas y plagioclasas alteradas.

AC-251107-110, muestra extraída en el sector NE de Acobamba, en reconocimiento mesoscópico se indicó como riolacita y esto se confirmó en estudio microscópico. Contiene plagioclasas alteradas posiblemente en un estado de peritización y minerales opacos de formas euhedrales con bordes cortantes (fotomicrografía 6.19).



Fotomicrografía 6.19: Riolita alterada en plagioclasas y opacos con formas euhedrales.

CAPÍTULO VII: CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA ESTRUCTURAL MESOSCÓPICA

El análisis estructural de las áreas de estudio condujo al reconocimiento de tipos de estructuras de dominio dúctil penetrativas, tanto planares, lineales y pliegues. Además de este reconocimiento, también se buscó caracterizar la orientación de cada uno de los tipos de estructuras agrupadas por fases de deformación.

7.1 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS FOTOINTERPRETADOS - LINEAMIENTOS.

Se considera como lineamiento fotointerpretado cualquier expresión topográfica de estructuras tridimensionales presentes en la corteza terrestre (Strieder y Amaro, 1997). En regiones orogénicas los lineamientos están asociados, frecuentemente, a estructuras frágiles como las fallas y fracturas, caso en que normalmente truncan los límites litológicos, o a estructuras regionalmente penetrativas como las foliaciones y las lineaciones. Nótese que su presencia no significa la existencia de una estructura real en el terreno, pero es siempre indicadora de esa posibilidad. Su estudio permite obtener indicaciones sobre las direcciones estructurales dominantes en una región y sirve siempre en la preparación de los trabajos de campo.

Los lineamientos nos permiten determinar la tendencia de la orientación preferencial, el espaciamiento, concentración y su tratamiento estadístico por medio de gráficos estadísticos en proyecciones estereográficas. Luego del trabajo inicial de gabinete (implantación de lineamientos en plano) estos se confirman en campo si es que alguno de estos corresponde a estructuras como fallas o fracturamientos con direcciones dominantes. La coincidencia de esas direcciones principales es una evidencia positiva sobre la importancia de esas direcciones estructurales en la región y deben ser consideradas en el modelo tectónico que se propone en cualquier estudio geológico estructural.

7.1.1 Lineamientos regionales

Para este análisis se utilizó una imagen satelital en banda 4 pancromática hecho por el INGEMMET, a escala 1:100 000 y que corresponde al 100 % (área) de la carta geológica 23L de Tarma, pero de esta imagen solo se interpretó el sector SE y NE, por la posible influencia de los lineamientos en las estructuras dúctiles de las áreas de estudio. Los lineamientos se caracterizan por trazos lineales interpretados que se hacen sobre la imagen satelital, en el cual su forma y distribución nos permite agruparlos. En nuestro caso fueron agrupados cinco sectores, con el objetivo de verificar si existe variación en la orientación general de estas estructuras.

Estos sectores se separaron por polígonos que delimitan una orientación o las orientaciones preferenciales de los lineamientos. Los resultados del análisis se muestran en un diagrama de rosetas obtenido con el programa STEREO NET. El diagrama de rosetas utiliza datos de tipo acimutal o de rumbo, sin considerar

el buzamiento o *pich*. El número de lineamientos reconocidos de manera regional fueron 301.

Sector 1: se sitúa en el lado NO de la figura 7.1. Este sector es cortado por una falla con dirección NO-SE en su lado sur, la estructura antes mencionada divide a las unidades estratigráficas del Neoproterozoico al NE y los sedimentos del Paleozoico inferior al SO. Dentro de los afloramientos Neoproterozoicos ocurren también fallamientos de tipo inverso y de rumbo con dirección variables de NO-SE y NE-SO (sinestral); en general la dirección de las unidades cartografiadas guardan similitud direccional con las estructuras falladas y ejes de pliegues regionales. De acuerdo al mapa geológico regional (figura 3.1) dentro del sector 1 se ubican rocas metamórficas del Grupo Huaytapallana y rocas sedimentarias de los grupos Mítu, Ambo y Tarma, además de depósitos cuaternarios.

El diagrama de roseta nos permitió obtener una dirección dominante casi NS, entre 0° a 10° y 170° a 180° ; le sigue otra concentración de direcciones NE de 30° a 40° y otras mucho menores de E y SE. El número de datos tratados en este sector fueron 67.

Sector 2: ubicado en el lado SO de la figura 7.1, este sector enmarca afloramientos litológicos de las formaciones Concepción, Chambará y Grupos Tarma y Mítu, de orígenes sedimentarios y metamórficos. De acuerdo al mapa geológico de escala 1:100 000 (figura 3.1), aquí ocurren plegamientos (sinclinales y anticlinales) de orden regional que se observan típicamente en rocas sedimentarias y metamórficas que pertenecen a las formaciones Chambará, Condorsinga y Grupo Huaytapallana, respectivamente. Los ejes de pliegues tanto sinclinales y anticlinales mantienen una dirección predominante NO-SE.

En este sector el tratamiento estadístico se hizo con 32 datos. El diagrama de roseta del sector 2 muestra una dirección dominante próxima de N-S ($N0^{\circ}$ - 20°), y dos direcciones subordinadas a esta de $N40^{\circ}$ - 50° y $N140^{\circ}$ - 150° . Se nota también que la dirección dominante según este diagrama, que los lineamientos no tienen correspondencia con la dirección dominante de las fallas en este sector que son NO-SE.

Sector 3: este sector se ubica en el extremo SE (figura 7.1) de la carta geológica de Tarma, circunscribe rocas de origen sedimentario todos de edad Paleozoico superior y Triásico (Formación Chambará). La orientación de las diversas unidades litoestratigráficas presenta similitud direccional con las estructuras (fallas inversas y ejes de pliegues) de nivel regional, que en esta zona se muestran más densas. Cabe resaltar que al igual que en el sector 2 existe plegamientos regionales (sinclinal) como los que muestra Formación Chambará en el lado sur del sector en referencia.

En cuanto a los lineamientos hechos con el análisis estadístico el diagrama de roseta muestra similitud con las direcciones principales del sector 2. En el sector 3 la distribución de datos muestra claramente dos conjuntos de concentraciones; una cercana al N y otra subordinada SE.

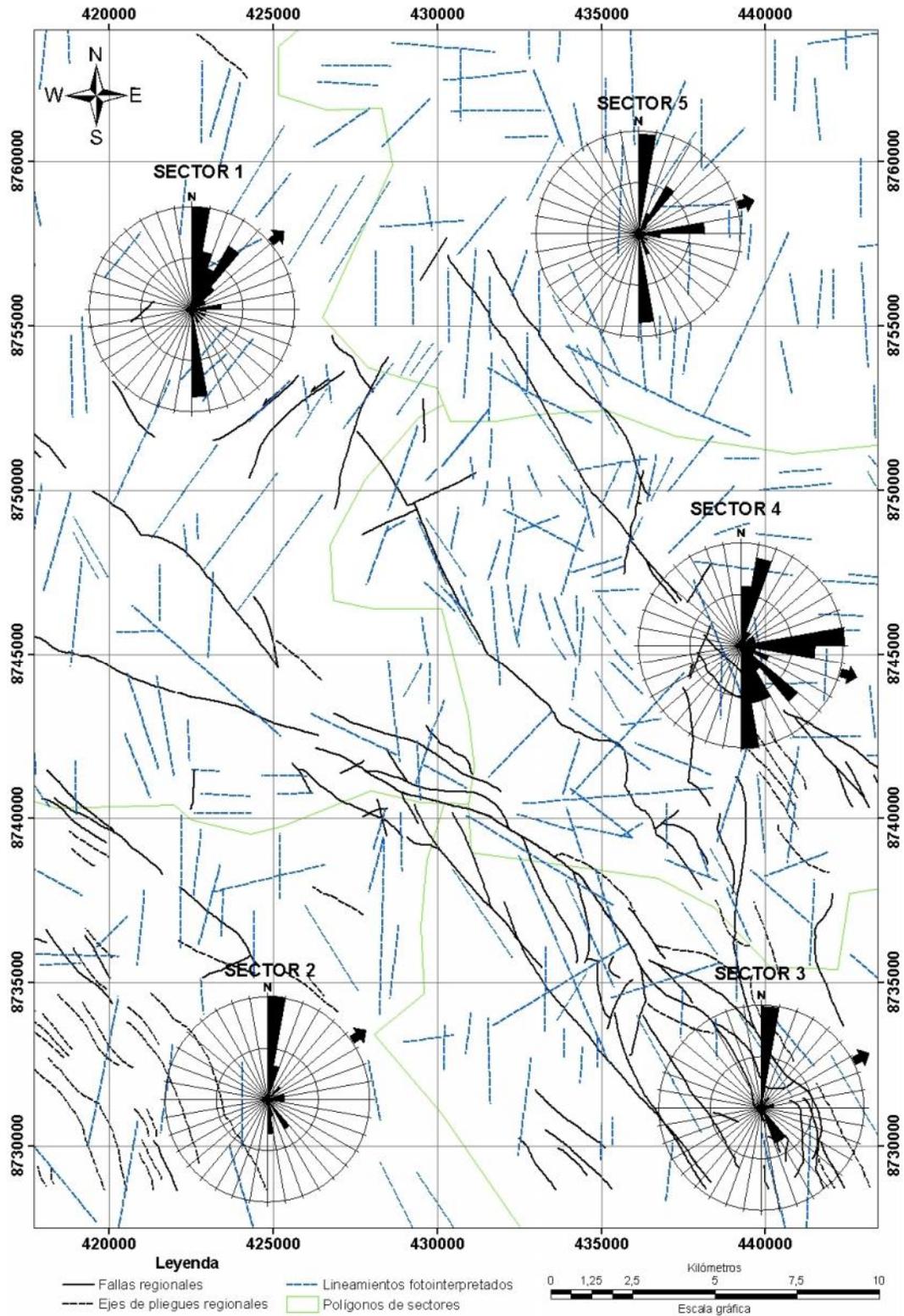


Figura 7.1: Plano de lineamientos regionales obtenidos por fotointerpretación de imagen satelital que circunscribe las dos áreas de estudio. Esta imagen de banda 4 pancromática, agrupa los cinco sectores de trabajo. Las fallas y ejes de pliegues tienen como fuente el mapa geológico de Tarma 23L del INGEMMET.

Sector 4: ubicado en el sector central de la figura 7.1, circunscribe rocas metamórficas, sedimentarias volcánicas e intrusivas, que pertenecen a los grupos Huaytapallana, Ambo, Mítu, Tarma y Granito Huacapistana.

Este sector es atravesado por tres estructuras de régimen frágil regionales de dirección aproximada NO-SE, una de ellas es inversa y las otras marcan el contacto entre el Grupo Huaytapallana y el Grupo Ambo. Existen también plegamientos bien marcados como el que ocurre con la Formación Chambará en el lado SE del sector en descripción. También hay fallas que tienen direcciones NE-SO, que desplazan solo a los afloramientos de los grupos Ambo y Tarma.

De los 105 datos tratados estadísticamente en el sector 4, el diagrama de roseta demuestra tres dominios principales; de 0° a 30° , de 60° a 100° y de 130° a 180° . Siendo este último dominio más denso y de mayor dispersión de datos. Esta dispersión de datos dentro del sector descrito podría tener origen en la variedad del tipo de litología y por la presencia de rocas metamórficas.

Sector 5: ubicado en el lado NE de la figura 7.1; en este sector ocurren litológicamente rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias. Se observa de manera regional dos fallas que dividen a los grupos Ambo (volcánicos), Huaytapallana y Mítu. Es de notar la presencia de rocas ígneas en casi un 50 % del área total de este sector. En la leyenda del mapa geológico de Tarma estos intrusivos son denominados Granito Huacapistana, Granito Precámbrico y Diorita Cayach.

De los 74 datos de lineamientos obtenidos en el sector 5, mediante fotointerpretación satelital, el diagrama estadístico de roseta muestra nítidamente direcciones dominantes casi NS; dentro de la dispersión de datos también se observa otros dominios menores que están de los 90° a 100° .

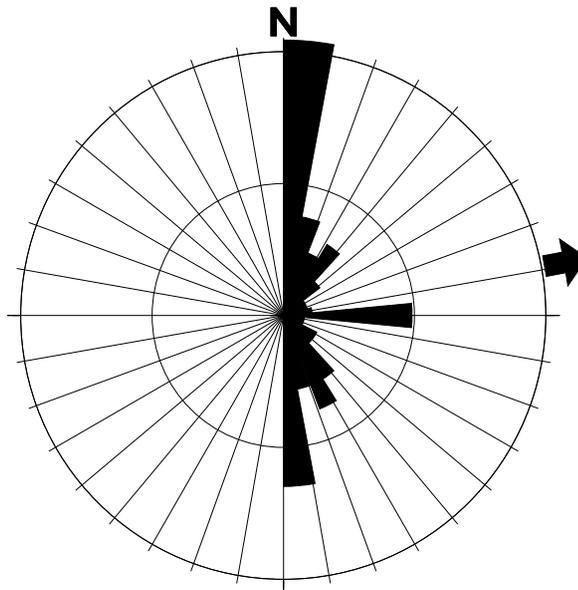


Figura 7.2: Diagrama de rosetas del conjunto de los sectores 1, 2, 3, 4 y 5 de los lineamientos fotointerpretados a nivel regional.

De la observación de la figura 7.1, junto con el diagrama de roseta y el total de los lineamientos fotointerpretados, conviene referir que no hay una coincidencia perfecta entre las estructuras frágiles (fallas) cartografiadas regionalmente (carta geológica de Tarma) y las direcciones dominantes para los lineamientos. Se verifica que la dirección dominante de las fallas y ejes de pliegue regionales es NO-SE, es acompañada también por una dirección NE-SO subordinada. Estas direcciones que ocurren en los diagramas de roseta, siempre se subordinan a la dirección N-S. Resta pues por explicar las que corresponden a la dirección N-S dominante en los lineamientos fotointerpretados .

7.1.2 Lineamientos fotointerpretados de las áreas estudiadas

Partiendo básicamente de la escala de trabajo, se dividió las zonas a estudiar en sectores, para generar lineamientos también fotointerpretados pero con la ayuda de fotos aéreas. El objetivo fue, el de comprobar la variación de las direcciones principales de los lineamientos y verificar en campo si alguno de los lineamientos fotointerpretados de las fotos aéreas corresponde a foliaciones, lineamientos, ejes de pliegue y a fallas. Es importante mencionar que algunas estructuras no pueden en algunos casos ser distinguibles a escala regional. Para la fotointerpretación las fotos aéreas estuvieron a una escala 1:60 000, y las cartas topográficas a escala 1:25 000.

7.1.2.1 Área Acobamba

Sector 1: ubicado en el lado NO del área en descripción (ver figura 7.3), la litología que cortan los lineamientos en el sector 1 constan de conglomerados, flujos volcánicos y filitas. La distribución de mediciones muestra dos dominios de orientación preferencial; una dirección $N0^{\circ}-10^{\circ}$ dominante y con dispersión de valores NE-SO a $N60^{\circ}$ y otra con menor frecuencia, orientada $N120^{\circ}$ a 30° . El trabajo estadístico se hizo con 35 datos.

Sector 2: observando la figura 7.3, este sector se encuentra en el lado SO del área de Acobamba, consta de una litología sedimentaria y metamórfica de conglomerados, areniscas y filitas, respectivamente. El diagrama de rosetas con 29 datos de lineamientos, demostró un dominio direccional principal NE-SO (10° a 30°) y otros con dirección NO-SE ($N130^{\circ}$ a 140°). Entre estas direcciones hay algunos valores dispersos sin gran significado en términos de frecuencia.

Sector 3: ubicado en el lado SE del área tratada estadísticamente, tiene una litología netamente metamórfica con afloramientos de filitas y serpentinitas, los lineamientos tienen una muy marcada variación direccional, pues según el tratamiento con el diagrama de roseta muestra tres dominios: una dirección principal NO-SE ($N120^{\circ}$ a 130°), dos que son ENE-OSO ($N60^{\circ}-80^{\circ}$) y EO ($N90^{\circ}-100^{\circ}$). El tratamiento estadístico se obtuvo con 35 datos de lineamientos.

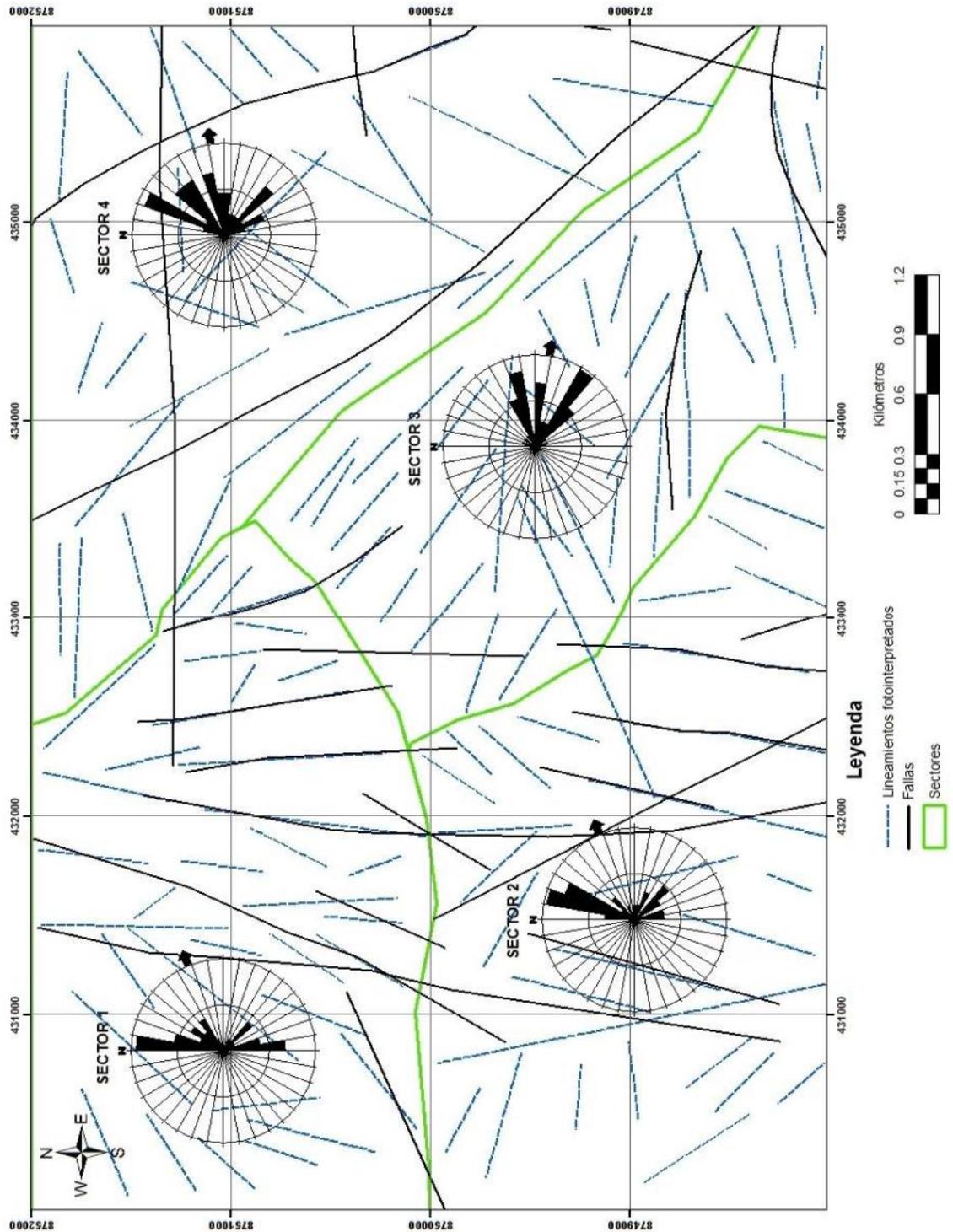


Figura 7.3: Plano de lineamientos obtenidos por fotointerpretación de aerofotografías de Acobamba, y agrupamiento de los mismos en sectores. Las fallas regionales tienen como fuente el mapa geológico de Tarma 23L del INGEMMET.

Sector 4: este es el sector con mayor diversidad litológica y se ubica en el lado NE de Acobamba; los lineamientos cortan afloramientos de filitas, brechas tectónicas, flujos lávicos e intrusivos. El tratamiento estadístico de lineamientos se hizo con 30 datos y muestra una dispersión grande de valores donde se puede distinguir tres dominios principales; N20°-30°, N40°-60° y E-O (N70°-100°).

Dentro del estudio estadístico de los lineamientos del área de Acobamba se confirmaron 10 fallas con el estudio de campo, estas fallas en la mayoría de los casos tienen direcciones N-NE y otras con direcciones casi E-O.

También se puede mencionar que las direcciones dominantes según análisis estadístico es NE-SO, variando en el sector 3 a SE-NO, esto debido posiblemente a la presencia de rocas metamórficas y su respectiva estructuración penetrativa.

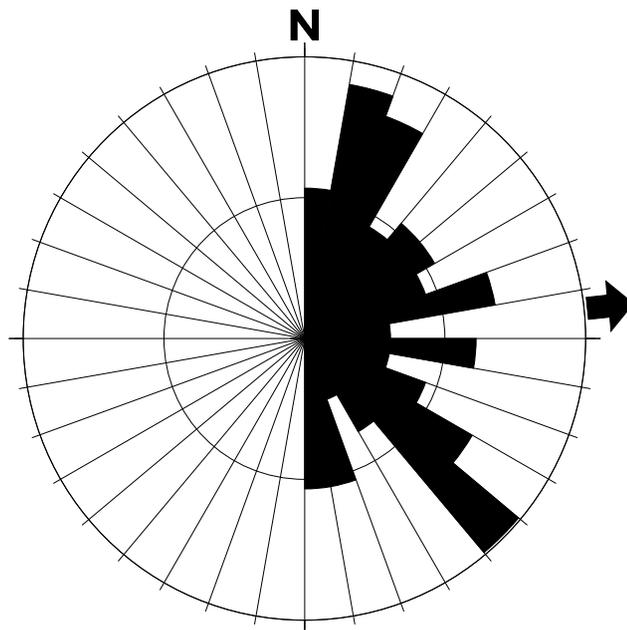


Figura 7.4: Diagrama de rosetas del conjunto de los sectores 1,2, 3 y 4 de los lineamientos fotointerpretados de Acobamba.

7.1.2.2 Área Tapo

Sector 1: ubicado en el lado NO de Tapo (ver figura 7.5), su litología consta de secuencias de volcanosedimentos retrabajados, clorito esquistos, serpentinitas, metagrawacas y filitas. El diagrama de rosetas trabajado con 30 datos de lineamientos muestra dos dominios con orientaciones; N-S (170° a 180°) y NE-SO (N20° a 30°).

Sector 2: litológicamente este sector se muestra más variado a comparación de los demás sectores en Tapo, tiene afloramientos de origen sedimentario areniscas, lutitas, volcanosedimentarios, calizas, anfíbolitas, metagabros y serpentinitas.

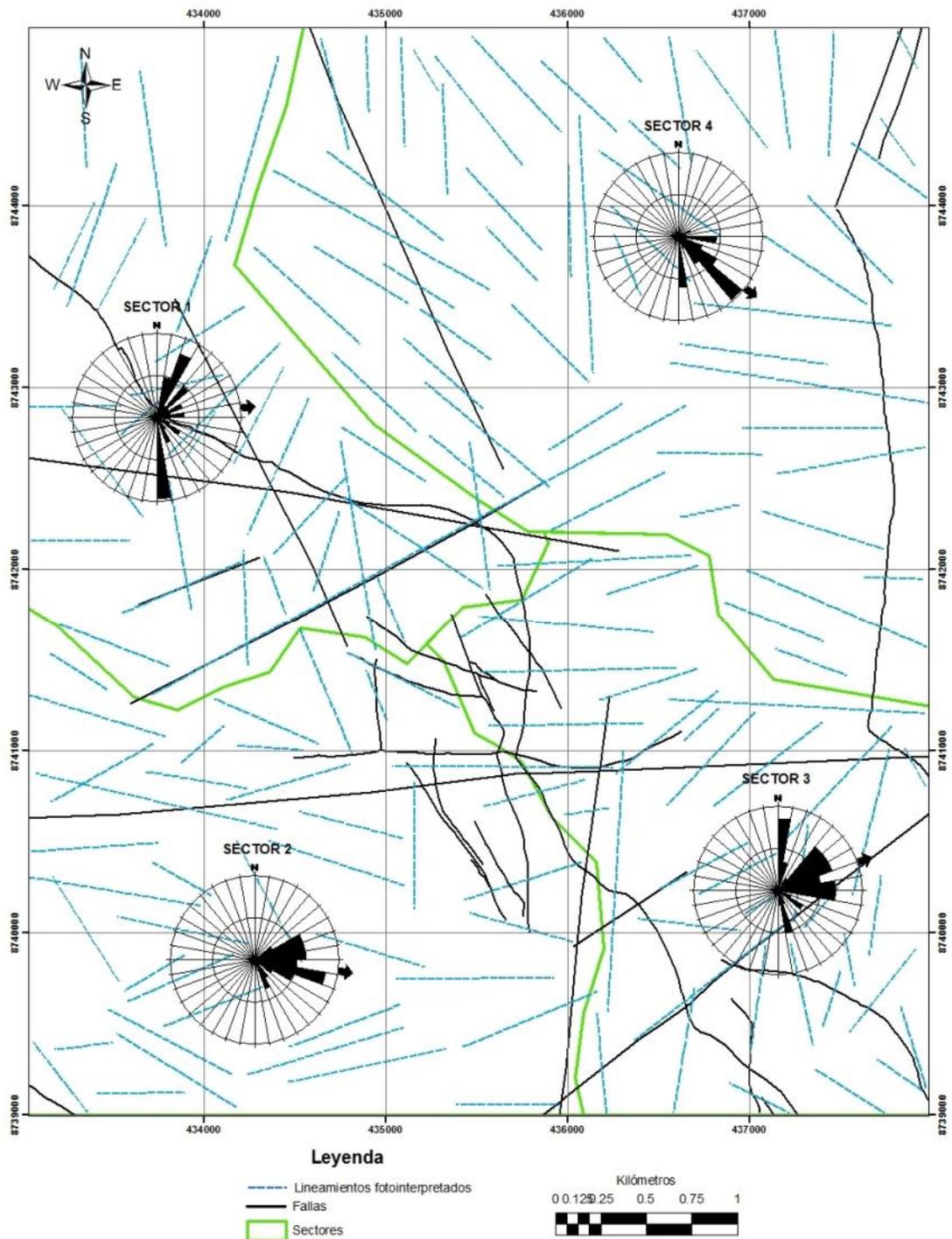


Figura 7.5: Plano de lineamientos obtenidos por fotointerpretación de aerofotografías de Tapo, y agrupamiento de los mismos en sectores. Las fallas regionales tienen como fuente el mapa geológico de Tarma 23L del INGEMMET.

Según el tratamiento estadístico en el sector 2, de lineamientos fotointerpretados se observa dos concentraciones dominantes: una dirección alrededor de E-O, pero con mucha dispersión de valores N60° a 120° y el segundo de N140° a 160°, con menor frecuencia de mediciones. El tratamiento estadístico se hizo con 40 datos de lineamientos.

Sector 3: ubicado al lado SE del cuerpo peridotítico en Tapo, las secuencias litológicas que se observan constan de calizas, clorito esquistos, anfibolitas, serpentinitas.

El diagrama de rosetas del sector 3 con 38 datos de lineamientos, muestra 4 dominios (ver figura 7.5); el primero con una dirección próxima al N (0°-10°), le sigue otra concentración con gran dispersión de medidas muy densa y mayoritaria de N40° - 100°, luego otro grupo de datos que se ubican N160° y otro menor SE (120°); en este sector se observan plegamientos de nivel regional de Formación Chambará.

Sector 4: este sector se ubica en el lado NE del área de estudio de Tapo (ver figura 7.5), circunscribe rocas metamórficas metagrawacas, filito esquistos, y volcanosedimentarios retrabajados. Es notorio con el estudio estadístico tres dominios con dirección dominante; SE-NO (N110° a 140°) la que es claramente dominante sobre otras dos direcciones. Una E-O (N90°-100°), y otra N-S (N170°-180°). El tratamiento estadístico se obtuvo con 52 datos.

La variación direccional en Tapo es muy notoria con respecto a Ac obamba, pues en los sectores 2 y 4 se mantienen con dirección general SE, a diferencia del sector 1 y 3. Se confirmó en campo 5 fallas que inicialmente fueron interpretados como lineamientos.

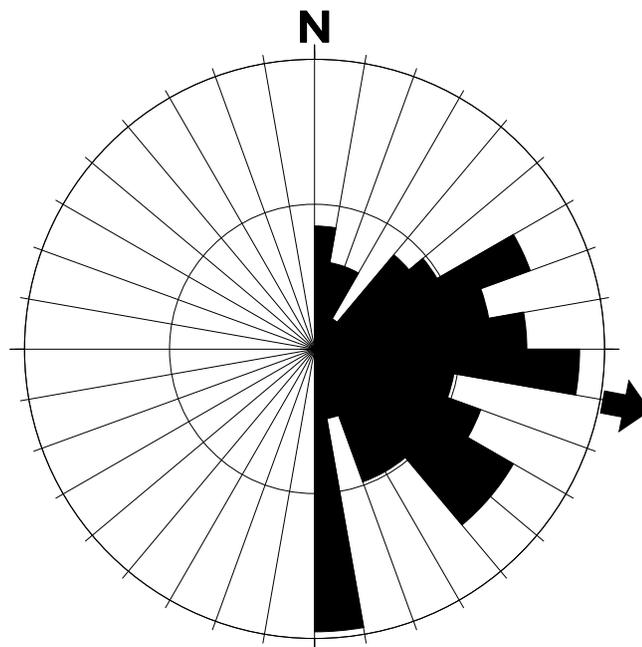


Figura 7.6: Diagrama de rosetas del conjunto de los sectores 1, 2, 3 y 4 de los lineamientos fotointerpretados de Tapo.

7.2 ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE LA DEFORMACIÓN DE LAS UNIDADES DEL CICLO PRE – ANDINO.

En la descripción de las geometrías de la deformación regional se sigue el criterio adoptado en los capítulos III y IV, es decir, el considerar la agrupación de conjuntos tectonosedimentarios separados entre sí por importantes superficies de discontinuidad sedimentaria y metamórfica.

De los conjuntos tectonosedimentarios considerados en esos capítulos, aquellos que presentan deformación son los siguientes:

- 1) Unidades Precámbricas y del Paleozoico inferior a medio
- 2) Unidades del Paleozoico superior a Triásico inferior
- 3) Unidades del Triásico superior
- 4) Rochas ígneas: cuerpos máfico-ultramáficos

Además de los criterios anteriores, se adoptara también para cada unidad o conjunto de unidades, una descripción sistemática de estructuras:

- 1) Estructuras planares
- 2) Estructuras lineales

7.2.1 Grupo Huaytapallana

a) Estructuras de fabrica planar (Foliación, esquistosidad y estratificación)

Se observa una pronunciada foliación S1 (Acobamba) y (Tapo), que es reconocida y definida por “capas” milimétricas a veces hasta centimétricas de minerales, las cuales cuentan con alternancias de colores claros y oscuros pertenecientes a un bandeado composicional de cuarzo con origen metamórfico y filosilicatos.

La foliación como en el caso de Acobamba está definida por una orientación preferente de los minerales micáceos, cloríticos y opacos, los que en algunos casos alcanzan los halos de alteración de los dos cuerpos peridotíticos serpentinizados.

El origen del bandeado no es conocido, aunque se le puede atribuir a un origen primario a partir de los sedimentos originales, pues la esquistosidad ha podido ser paralela a la estratificación original.

En las filitas de Acobamba según análisis del diagrama de densidad de polos para el clivaje esquistoso S1 (figura .7.7), es posible definir la orientación media de la foliación S1. Se trata de una foliación con dirección general N-S e inclinación subvertical. En ese diagrama, se puede ver que la dispersión de valores muestra dos zonas de concentración prominentes que corresponden a los flancos de un pliegue mayor, que según el diagrama tiene un eje de pliegue que cuyo *plunge* es 19° y se direcciona $N197^\circ$. El tratamiento estadístico se hizo con 59 datos, ver figura 7.7.

Para el área de Tapo, se integraron los datos de filitas y clorit o esquistos esto debido a la falta de afloramientos rocosos, el tratamiento estadístico se hizo con 13 datos. La dispersión de datos es evidente, siendo difícil definir una tendencia para la orientación media de la foliación. Pero, tal dispersión de valores es interpretada como el efecto de las fases de plegamiento posteriores la ese clivaje. El diagrama de polos nos indica un eje de pliegue con *plunge* 20° una dirección N118°, ver figura 7.8

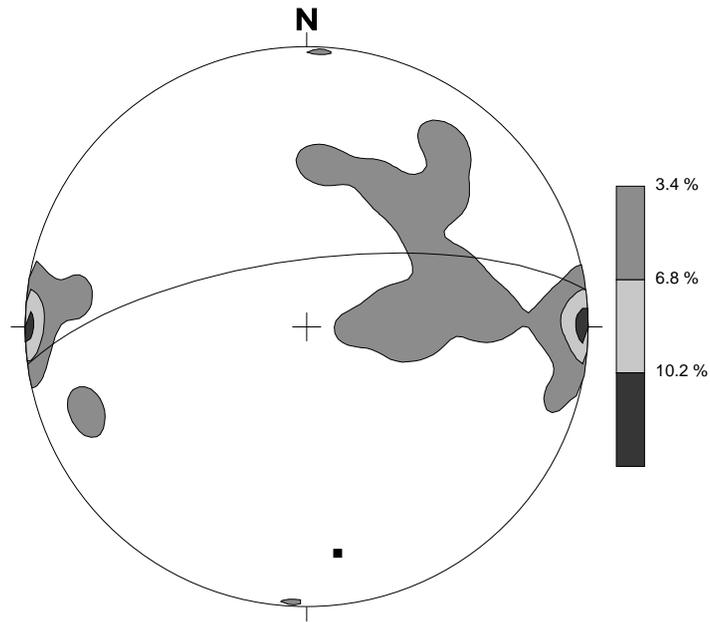


Figura 7.7: Diagrama de frecuencias de polos de las foliaciones penetrativas S1 de las filitas Grupo Huaytapallana en Acobamba.

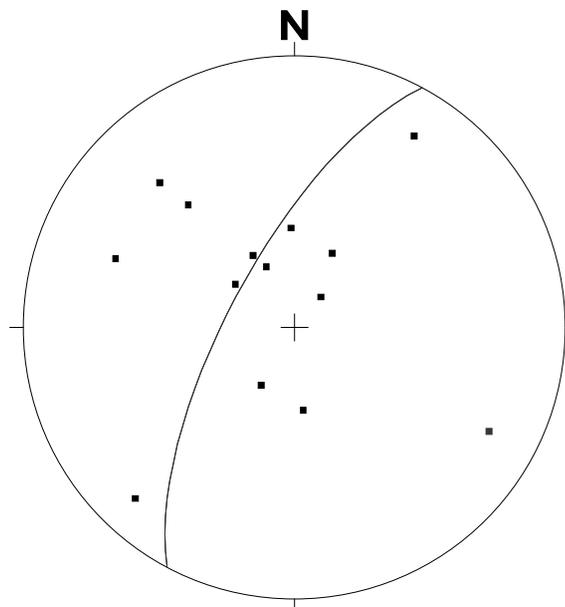


Figura 7.8: Diagrama de polos de las foliaciones penetrativas S1 de las filitas del Grupo Huaytapallana en Tapo.

Sintetizando, se puede afirmar que los afloramientos del Grupo Huaytapallana en cuanto a las superficies S1 penetrativas son las estructuras planares más prominentes en ambas áreas de estudio. En S1 se puede verificar la existencia de fases de deformación que deforman a S1, plegándola con la consecuente formación de clivajes de plano axial. S0 es muy difícil de definir y, cuando se observa en afloramiento, ya que está paralelo a S1, por lo que se deduce que la 1ª fase de deformación regional haya dado origen a pliegues isoclinales con una producción de clivaje de plano axial que está representada por S1.

El plegamiento definido por el diagrama de la figura 7.7 (orientación media del eje de 20° 180°) confirma la existencia de por lo menos una fase de deformación posterior a S1. Si se considera que este plegamiento afecta, en la zona de Acobamba, los contactos filonitizados de las filitas con los cuerpos ultramáficos (e.g. Castroviejo et al., 2010b), puede concluirse entonces que existen tres fases de deformación. Una que genera pliegues isoclinales con clivaje esquistoso penetrativo de plano axial (S1), otra que genera una filonitización local, dando origen las foliaciones miloníticas (S2) y una tercera fase que genera un plegamiento del conjunto anterior, originando un clivaje de crenulación frecuentemente observable al microscopio (comunicación personal de José Feliciano Rodríguez).

Los planos axiales de los pliegues mesoscópicos que deforman S1 y la foliación milonítica junto a los contactos con las ultramafitas, son paralelos y subparalelos a los flancos de los pliegues de escala macroscópica, estos planos axiales están referidos a los *drag folds* de tipo Z en la mayoría de los casos, típicos en Acobamba. En la fotografía 7.1 se muestra la crenulación originada por la fase de deformación que pliega a S1 en los contactos milonitizados de los filitas con los cuerpos ultramáfico-máficos de Acobamba.



Foto 7.1: Afloramiento de filitas con más de dos facies de deformación (dúctil y dúctil-fragil) en Acobamba (cortesía del Prof. José Feliciano Rodríguez)

En las fotos 7.2 y 7.3 se observa metagabro poco deformado y una milonita ubicada en el contacto de filitas del Grupo Huytapallana con los cuerpos ultramáficos en Acobamba (milonitización y cataclasis respectivamente).



Foto 7.2: Muestras de mano de metagabro fracturada en plano de esquistosidad penetrativa, está constituido por plagioclasas alargadas, que indican un *atractor* lineal (extraídos al SW de la Mina Tapo).

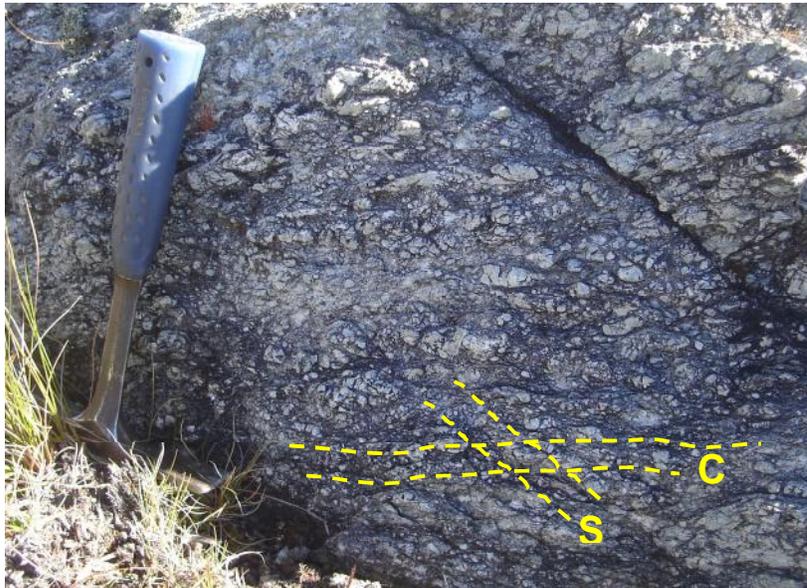


Foto 7.3: Milonita ubicada en el contacto entre el cuerpo ultramáfico y afloramientos filíticos de Acobamba. Se observa cierta foliación y fábricas de tipo S y C (cortesía del Prof. José Feliciano Rodríguez).

b) Estructuras de fábrica lineal

Lineaciones de mineral: Están definidas principalmente por una conspicua «estriación» sobre las superficies S, debida a una elongación de los granos de minerales filossilicatados, y hasta de minerales opacos (magnetita). Las lineaciones de minerales fueron reconocidas bajo el microscopio y todas se

formaron paralelas a la foliación (S_n y S_{n+1}).

Lineaciones de crenulación: Este tipo de lineación es reconocida de manera mesoscópica y microscópica en los afloramientos filíticos y de metagrawacas las cuales son denominadas como S_2 al microscopio, tienen orientaciones variadas. Este tipo de lineación se mimetiza en estudio microscópico y son observados a manera de micro *drag fold* de tipos Z y S que acompaña a la crenulación y se comporta de manera oblicua a S_1 .

Se refuerza, una vez más que la observación de una milonitización junto a los contactos es afectada por esta crenulación, esto hace interpretar la sucesión de tres fases de deformación, en que esta crenulación será correspondiente a la 3ª fase regional. Esta interpretación será reforzada en el capítulo relativo a la discusión de los resultados y conclusiones

Ejes de pequeños pliegues: El área está caracterizada por ejes de pliegues de tendencia muy variable. Además de los plegamientos de crenulación (foto 7.3 y fotomicrografías 6.1 y 6.2), son también observadas pliegues intrafoliales, idealmente de flancos paralelos, de vergencia NO y de plano axial subparalelo a la foliación. Se menciona esto porque no hay evidencia que sugiera que los diferentes estilos de plegamiento representen diferentes grupos de condiciones físicas, más bien parece, en el caso presente, que si se puede asumir la hipótesis que los plegamientos intrafoliales puedan corresponder a la etapa de milonitización, y los de crenulación a la etapa final de plegamientos.

En los recorridos de campo se observa la existencia de pliegues de dos distintas generaciones. Los de la primera generación (S_2), los más antiguos, como ya describimos, son en su mayoría de tipo intrafolial, la foliación y esquistosidad está plegada. Los plegamientos de crenulación, con plano axial subvertical y orientación general N-S en la zona de Acobamba, representarían a F_3 .

Los pliegues de la segunda generación (F_3), son menos frecuentes en Tapo, y solo son reconocidos en escala mesoscópica en afloramientos de filitas y a veces en serpentinitas; han sido encontrados en algunos lugares a lo largo de los flancos de los pliegues mayores. Estos pliegues, de dimensiones mesoscópicas (decimétricos y centimétricos), son de estilo concéntrico con planos axiales se hunden 2° , en dirección $N353^\circ$; y son paralelos al eje del pliegue macroscópico de la segunda deformación, por lo que deben ser contemporáneos con la fase posterior a S_2 .

7.2.2 Grupo Ambo

Segun Megard et al., (1996), esta unidad estratigráfica se ubica en la fase Eohercínica que sucedió entre el Devoniano medio y el Misisipiano inferior, el cual se tradujo en un plegamiento en dos etapas, cuyas estructuras principales tienen una dirección NO-SE a ONO-ESE, y por una tectónica de ruptura tardía, que está asociada a un magmatismo de tipo granítico. En esta fase tectónica se construyeron grandes cadenas de montañas sobre un substrato siálico, Megard et al., (1996). Una tectónica de ruptura caracteriza la deposición del

Grupo Ambo, debido a que la Cordillera Oriental en el Perú central está dividida en bloques alargados delimitados por fallas NE-SO que en su mayoría aparecen como inversas y verticales.

Las superficies más notorias que se observan en esta unidad estratigráfica, pertenecen a estructuras planares tipo S0, que pertenece a una estratificación que se mantiene de forma constante en cuanto a su dirección y buzamiento en los conglomerados del sector SO en Acobamba. Ya en Tapo la estructura de fabrica también planar lo conforman a diferencia de Acobamba pseudoestratificaciones volcanosedimentarias retrabajadas y lutitas negras concordantes a la pseudoestratificación.

No se observo lineaciones de mineral representativas en esta unidad solo u na lineación de clastos subangulosos observables en las brechas que se ubican en el sector NE en Acobamba, estos clastos mantienen una direccionalidad junto al contacto con el Grupo Huaytapallana y los cuerpos de serpentinitas y metagabros que allí afloran.

Como esta unidad aflora en los dos sectores de estudio, el tratamiento estadístico también se hizo de forma separada. La litología se conjunción ó para el área de Tapo, en el cual se tomaron 44 datos; de acuerdo al grafico de densidades se observa 1 máximo principal que indica planos ubicados en el SO, le siguen 3 concentraciones más que indican planos SE y NO; de acuerdo al diagrama se obtuvo un eje de pliegue con *plunge* 23° con una dirección de N169° ver figura 7.9.

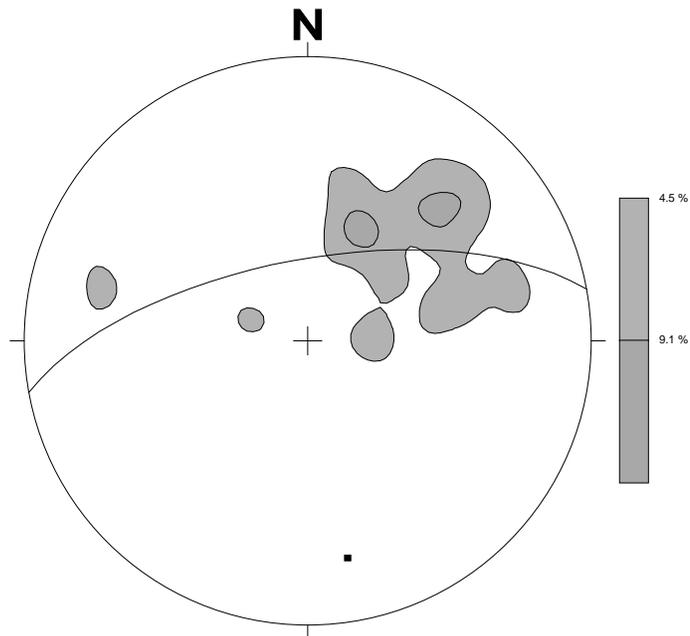


Figura 7.9: Diagrama de polos de estratificaciones S0 de los afloramientos del Grupo Ambo en Tapo.

En Acobamba la disposición de los afloramientos pertenecientes al Grupo Ambo son estratificaciones de conglomerados que se inclinan al SO los cuales comportan con una dirección homogénea y algo plegada, También existen

flujos de roca volcánica de composición básica y acida. Se trataron solamente 8 datos de estratificaciones de roca sedimentaria y según diagrama se obtuvo un eje de pliegue que se inclina 35° y se direcciona al $N197^\circ$, ver figura 7.10.

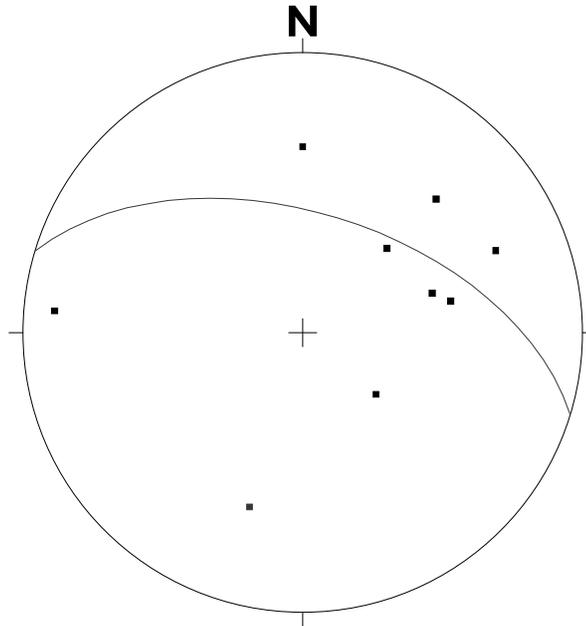


Figura 7.10: Diagrama de polos de estratificaciones S0 de los afloramientos del Grupo Ambo de Acobamba.

7.2.3 Grupo Tarma

Dentro de las dos zonas estudiadas esta unidad estratigráfica solo aflora en Tapo, donde también ocurren superficies S0 que corresponden a estratificaciones. Estas estratificaciones de roca sedimentaria calcárea, areniscas, areniscas lutáceas y lutitas se encuentran plegadas, y, que de acuerdo al diagrama estadístico de densidades de polos mostro un eje de pliegue que tiene una dirección $N175^\circ E$ y buza $S9^\circ E$. No se reconocieron tipos de fábrica lineal en afloramientos pertenecientes al Grupo Tarma dentro de la circunscripción de estudio.

La unidad estratigráfica descrita muestra una disposición homogénea de estratos; a nivel regional en el cual se observan plegamientos con ejes de pliegue que se orientan al NO-SE. Aquí solo se obtuvo 4 datos de estratificaciones y de acuerdo al diagrama se tiene un eje de pliegue con *plunge* 8° y se direcciona al $N175^\circ$, ver figura 7.11 .

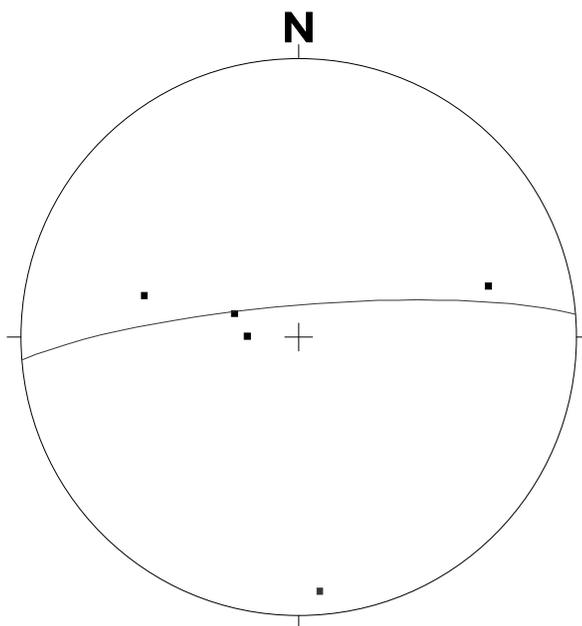


Figura 7.11: Diagrama de polos de superficies S0 de estratificaciones del Grupo Tarma en Tapo.

7.2.4 Grupo Mítu

Caracterizada por sedimentos de origen continental y vulcanitas de color rojo, esta unidad estratigráfica yace como se menciona en el capítulo VI, con una discordancia con el Carbonífero y el Pérmico inferior. Es también común observar al grupo Mítu descansando directamente sobre el Paleozoico inferior o sobre el Neoproterozoico con una discordancia heredada de la fase Eohercínica o Neoproterozoica. El *overlap* del Grupo Mítu tiene un significado tectónico ya que en el Permiano medio sucedió un levantamiento general que expulsó el mar del continente y provocó una erosión que alcanzó el Paleozoico inferior y afloramientos Neoproterozoicos. El fallamiento NO-SE tuvo particular influencia en lo mencionado y es probado por variación de series que infrayacen al Grupo Mítu en función del bloque que uno observa. La dinámica Tardihercínica de las fallas NO-SE al parecer fue de rumbo, pues se presentan como normales e inversas. En conclusión el grupo Mítu se depositó en cuencas separadas por fallamiento normal. Dentro de la fase volcánica andesítica de este grupo existen discordancias de tipo angular lo que indica un régimen compresivo que en algún momento se dio; esto también se observa en la Formación Chambará.

Esta unidad estratigráfica aflora en los dos sectores de estudio, al igual que las demás unidades descritas en los párrafos anteriores también se muestra muy homogénea en cuanto a sus estratos. Con solo 6 datos tomados en el SO de Tapo se demuestra una tendencia SO de los estratos que se observa en la figura 7.12 que muestra la disposición de las trazas de planos. El eje de pliegue calculado a partir de la estratificación y del diagrama tiene una inclinación de 20° y se direcciona N143°, ver figura 7.12.

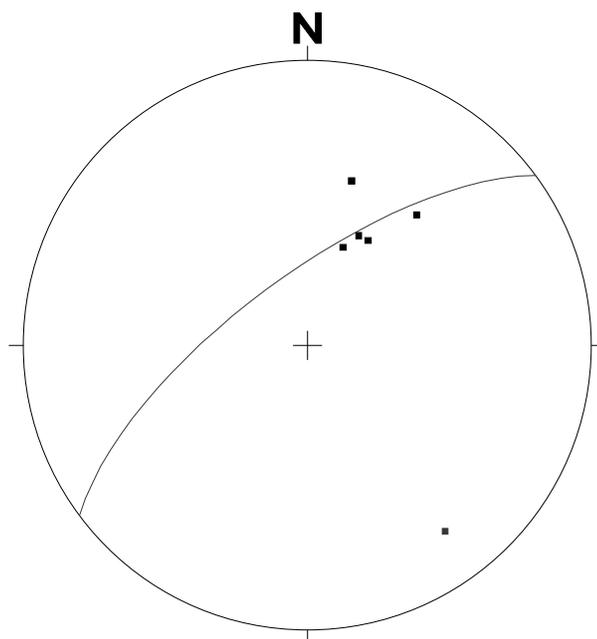


Figura 7.12: Diagrama de polos de superficies S0 de estratificaciones del Grupo Mítu en Tapo.

7.3 ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE DEFORMACIÓN DE LAS UNIDADES DEL CICLO ANDINO.

6.3.1 Formación Chambará

En el anticlinolio de Tarma, Huancayo y sinclinolio de Ricrán, la Formación Chambará suprayace sin mayor discordancia angular al Grupo Mítu, a su vez descansa sin angularidad marcada encima de los grupos Copacabana, Tarma y Ambo. Por otra parte, cuando se observa deformación en la Formación Chambará, esta pasa sin cambio a las formaciones permo-carboníferas. En resumen, el conjunto permo-carbonífero y las formaciones Triásico-liásicas forman un piso estructural único de edad andina en la parte de la Cordillera Oriental. Cabe mencionar también que parte de las fallas que delimitan las grandes unidades estructurales de la Cordillera Oriental y los bloques fusiformes que las componen, son anteriores al evento transgresivo del Noriano. La mayoría de estas fallas fue reactivada por las fases andinas, al mismo tiempo que otras fallas se formaban (Megard et al., 1996).

También muestra direcciones de estratificación muy homogéneas a pesar que a nivel regional esta unidad se encuentra plegada; sus ejes de pliegues regionales tienen dirección NO-SE, la cual también es afectada por fallamiento.

7.4 ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE DEFORMACIÓN DE LAS CUERPOS ALÓCTONOS MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS.

Como se menciona anteriormente, para una mejor descripción estructural de las áreas de estudio, se dividieron las unidades máficas y ultramáficas de las filitas y esquistos en ambas zonas de estudio. En los cuerpos alóctonos serpentinizados se presenta una pronunciada foliación que también es distinguible por un bandeo composicional en anfibolitas y metagrabros, exceptuando a las serpentinitas que solamente presentan foliación penetrativa S_n .

7.4.1 Peridotitas serpentinizadas

La dispersión de polos de los planos ubicados en los afloramientos de serpentinita en Tapo, muestran un orientaciones aproximadas E-O y NO-SE, esta última es la más dominante, en todos los casos tienen variados buzamientos. Del plegamiento de las serpentinitas se estimó un eje de pliegue con dirección $N180^\circ$ y un *plunge* 30° , esto se obtuvo con 55 datos estructurales, ver figura 7.13.

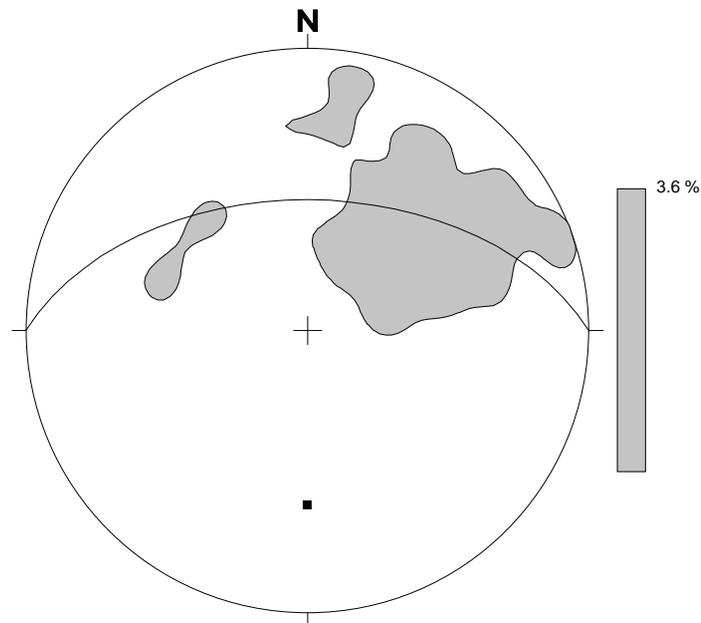


Figura 7.13: Diagrama y de frecuencias de polos de foliaciones S_n de los afloramientos serpentinizados en Tapo.

De acuerdo al reconocimiento hecho en campo en las serpentinitas de Acobamba estos afloramientos se muestran como una masa homogénea, por lo cual las foliaciones se obtuvieron cerca de los contactos con los afloramientos filíticos. Del tratamiento estadístico con 16 datos se obtuvo un eje de pliegue con dirección $N169^\circ$ y un *plunge* de 10° , ver figura 7.14.

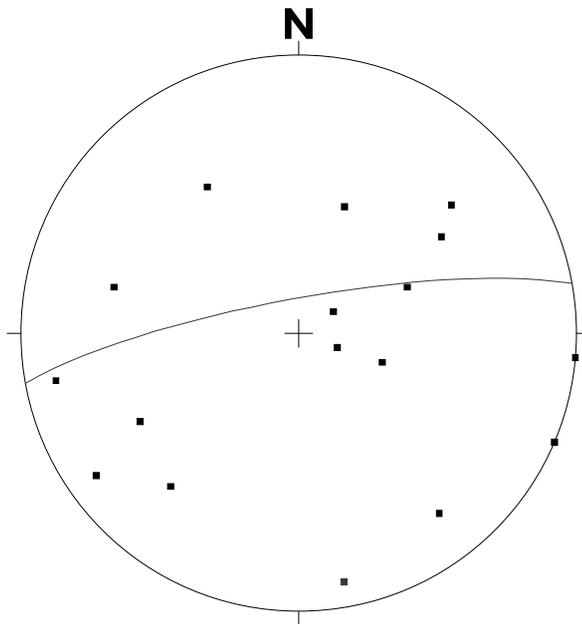


Figura 7.14: Diagrama de polos de foliaciones Sn de las serpentinitas en Acobamba.

7.4.2 Anfibolitas

De acuerdo al diagrama de polos de las foliaciones Sn de las anfibolitas estas se muestran muy dispersas, ver la figura 7.15. Este tipo de litología solo se restringe al área de Tapo y se encuentra íntimamente relacionada con los metagabros, ya que su génesis parece ser debida a la transformación del metagabro durante etapas de milonitización.

Según tratamiento estadístico de las foliaciones en las anfibolitas en 8 polos, se llegó a reconocer mediante diagrama eje de pliegue de dirección N194° y un *plunge* de 36°, como se muestra en la figura 7.15.

7.4.3 Metagabros

En este tipo de litología se encuentra con alternancias de serpentinitas y anfibolitas. Los metagabros como se mencionó anteriormente tienen relación directa con las anfibolitas (foliaciones penetrativas) y según estudio microscópico se demuestra la ocurrencia de este tipo de litología en Acobamba cerca del contacto con las brechas del Grupo Ambo (Cerro Oyrogal an).

De los 24 datos tratados estadísticamente que corresponden al área de Tapo, y según diagrama, se consiguió un eje de pliegue con un *plunge* de 34° y dirección de N172° (ver figura 7.16). El diagrama de frecuencias muestra 3 agrupaciones de datos de los cuales se evidencia un solo máximo que demuestra foliaciones con direcciones SO y buzamientos casi sub verticales; las otras dos concentraciones de datos se ubican cerca del círculo, pero sus direcciones de foliación son generalmente SE.

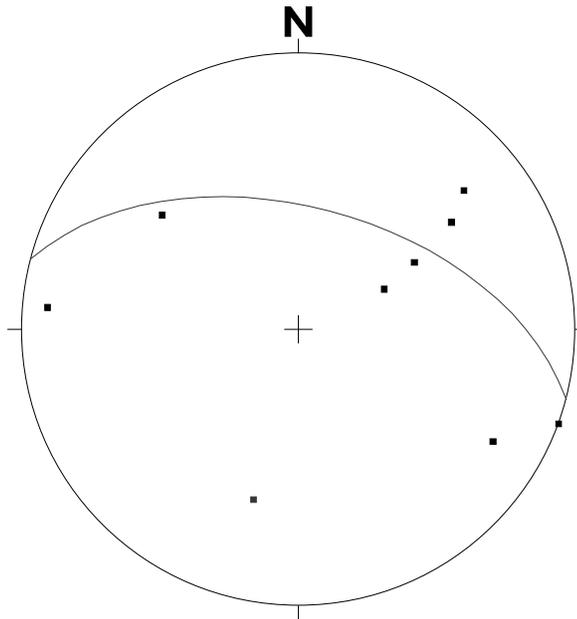


Figura 7.15: Diagrama de polos de las foliaciones S_n de las anfibolitas en Tapo.

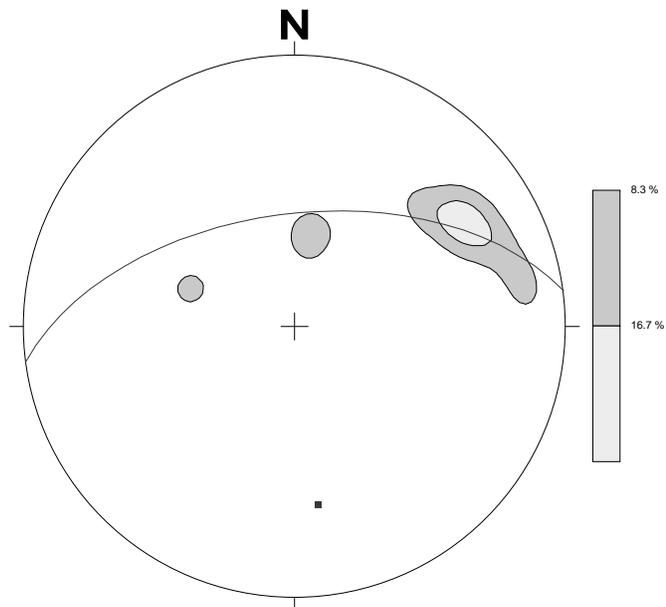


Figura 7.16: Diagrama y de frecuencias de polos de las foliaciones S_n de los metagabros en Tapo.

Del conjunto de observaciones y mediciones estructurales mesoscópicas y de las observaciones microscópicas (capítulo VI) de las litologías máfica y ultramáficas puede concluirse que están patentes tres fases de deformación. La más prominente está representada por una foliación S_n , milonítica, y que a observación microscópica permite mencionar que es posterior a una foliación S_{n-1} . Esta foliación milonítica está plegada y orientada desde su plegamiento y

es difícil de determinar con precisión debido a la dispersión de los valores de Sn. Son un ejemplo de eso los diagramas de las figuras 7.13 y 7.16. Se reconocen, a pesar de eso, direcciones próximas de N-S y de NNO-SSE de los ejes, que son poco inclinados a sub-horizontales

7.5 INTERPRETACIÓN DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LAS ZONAS DE ESTUDIO.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

7.5.1 Unidades de bajo grado metamórfico

Independientemente del tipo y orientaciones medias de las diversas estructuras observadas, debe ser de inmediato puesto en evidencia la sucesión de fases de deformación observadas para cada uno de los conjuntos tectosedimentarios considerados.

Así, se distingue una sucesión de fases de deformación para las rocas metamórficas del Grupo Huaytapallana, para los afloramientos sedimentarios y volcánicos de los grupos Ambo, Tarma y Mítu, para la Formación Chambará y, finalmente para los cuerpos máficos y ultramáficos.

Sólo después de definidas esas sucesiones de fases de deformación puede ser intentada una correlación entre ellas.

Del Grupo Huaytapallana se puede mencionar que se reconocieron tres fases de deformación dúctil, más la tectónica frágil que es posterior a todas esas fases de deformación dúctil. La primera fase de deformación (F1) tiene como estructura más prominente un clivaje esquistoso (S1) penetrativo que corresponde al plano axial de pliegues isoclinales a escala cartográfica.

En la zona de estudio, particularmente en la zona de Acobamba, la segunda fase de deformación (F2) parece tener una distribución espacial limitada y relacionada con la proximidad de los cuerpos ultramáficos. Corresponde a esto microdoplegamientos, generalmente isoclinales y hasta intrafoliales relacionados con una foliación milonítica (S2), bien visible en los cuerpos ultramáficos.

La tercera fase (F3) de deformación dúctil está representada por un plegamiento discernible con los diagramas construidos a partir de las mediciones de S1 y a la escala micro y mesoscópica en el cual aparece como una clivaje de crenulación. En el capítulo VI, este clivaje está descrito como S2 pero, atendiendo a que este plegamiento afecta los contactos milonizados entre las filitas y los cuerpos ultramáficos, se puede concluir que se trata de F3.

Del conjunto de litologías de pertenecientes al Grupo Huaytapallana se observa que los ejes de pliegues guardan dirección similar SE, y sus hundimientos son casi horizontales, ver figuras 7.9 y 7.10.

Finalmente debe referirse que F1 y F3 son deformaciones predominantemente coaxiales, y F2 es una fase de deformación predominantemente no-coaxial (Castroviejo et al., 2010b).

7.5.2. Litologías del Grupo Ambo

En los afloramientos sedimentarios del Grupo Ambo en ambas zonas de estudio se observó que según la dirección de los ejes de pliegue estos varían de SE a SO, debemos mencionar que el eje de pliegue obtenido en Acobamba pertenece al flanco más occidental de un pliegue regional. Las unidades estratigráficas como los grupos Mítu y Tarma tienen sus ejes de pliegue con dirección SE, ver figuras 7.11 y 7.12. La deformación de los conjuntos sedimentarios sobrepuestos a las litologías metamórficas del Grupo Huaytapallana, a pesar de ser pliegues no presenta clivaje metamórfico.

7.5.3. Cuerpos máficos y ultramáficos

Refiriéndonos solo a las superficies S_n , al parecer en Acobamba se tienen tres eventos tectónicos (F_{n-1} , F_n y F_{n+1}) que configuraron las estructuras macroscópicas, mesoscópicas y microscópicas que en la actualidad los vemos, y cada uno de estos eventos tectónicos trajeron también diferentes fases de deformación en las rocas. F_{n-1} se representa por una foliación observada en microlitos en las láminas y a los planos S de las estructuras C/S relacionados con F_n .

En F_n se ubica el emplazamiento cataclástico de los cuerpos peridotíticos serpentinizados y las milonitas serpentinizadas con presencia de porfiroclastos ubicadas en los contactos con las filitas, tal como las estructuras C/S referidas en el párrafo anterior. Estos tipos de estructuras en conjunto y la naturaleza milonítica de las rocas muestran claramente una deformación fuertemente no-coaxial.

F_{n+1} es el plegamiento mayor que afecta a las filitas y cuerpos serpentinizados con metagabros. Aquí también se ubican microplegamiento de tipo *drag folds* visible hasta en escala microscópica y también la crenulación de escala mesoscópica.

Basándonos en la aparición de las superficies S_n en Tapo, se pudo establecer también tres eventos tectónicos que ocurren en el área en descripción (F_n , F_{n+1} y F_{n+2}). F_n estaría compuesto por las fabricas planares a veces no cizallada, como en el caso de los metagabros poco deformados.

F_{n+1} al igual que F_n de Acobamba, aquí se ubica el emplazamiento del cuerpo peridotítico serpentizado sobre el Grupo Ambo con contacto cataclástico después del milonítico (foto 7.3).

F_{n+2} en este evento se ubica el plegamiento de los cuerpos serpentinizados junto a los metagabros y anfíbolitas.

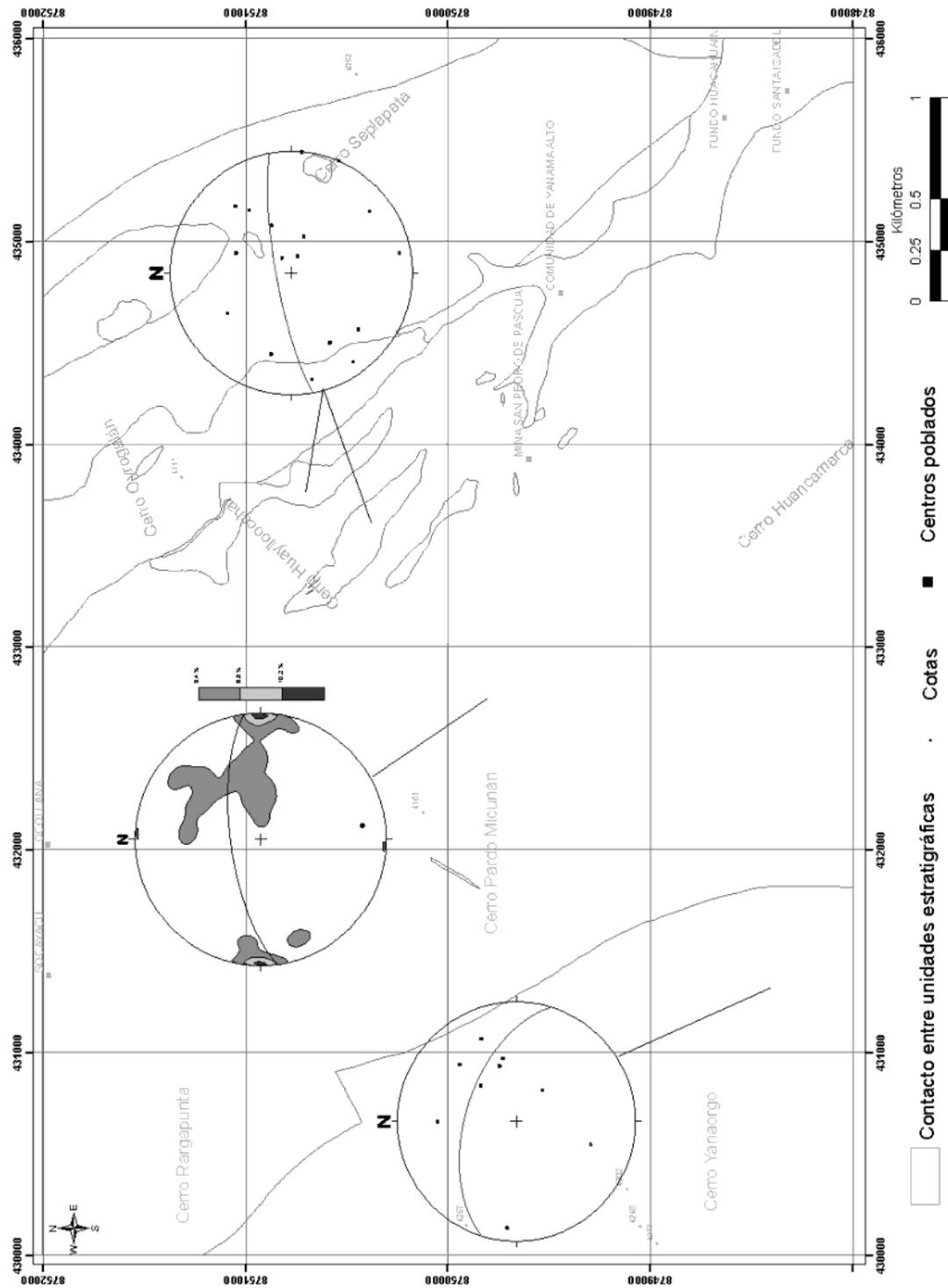


Figura 7.17: Tectónica de la foliación y estratificación de Acobamba.

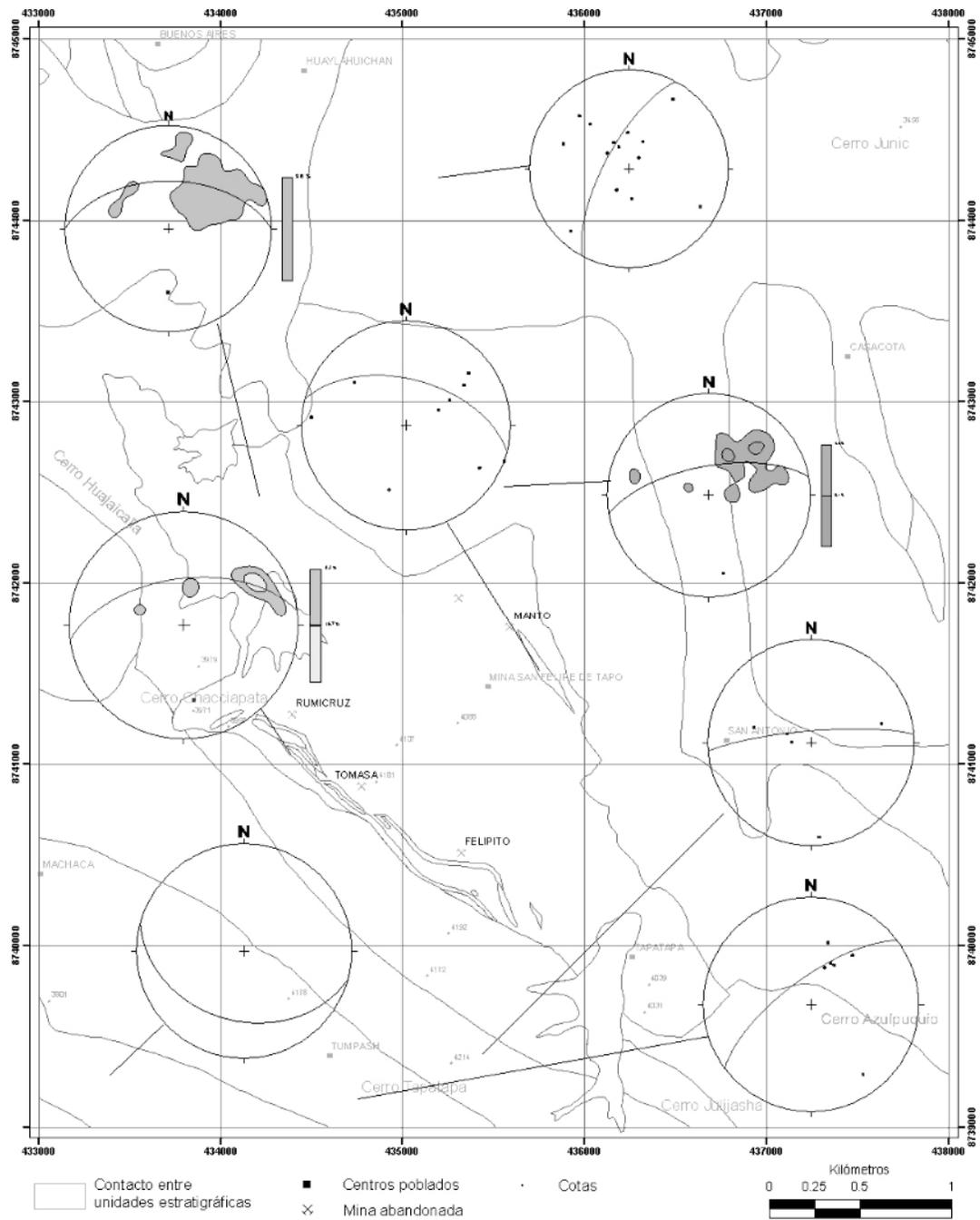


Figura 7.18: Tectónica de la foliación y estratificación de Tapo.

Conclusiones y trabajos futuros

Entre las principales conclusiones que pueden ser retiradas de este trabajo y de la comparación de sus resultados con la bibliografía publicada se destacan las siguientes:

- La naturaleza ofiolítica de los cuerpos máfico y ultramáfico, y su carácter alóctono sobre las unidades donde se emplazaron tectónicamente (e.g. Castroviejo et al., 2009a, 2009b);
- La definición de la sucesión de fases de deformación en los diversos conjuntos tectonosedimentarios estudiados y su respectiva correlación
- La tentativa de relacionar esos eventos tectónicos con los grandes ciclos orogénicos admitidos para este sector de los Andes. Así se puede decir que:

Las rocas ultramáficas de Tapo y Acobamba, antes de ser afectadas por La serpentinización, eran peridotitas esto fue corroborado por el estudio microscópico por la ocurrencia mayoritaria de olivinos. Se evidencia también tres tipos de texturas en las serpentinitas en Tapo y Acobamba (pseudomórfica, no pseudomórfica y en venillas o rellenado fracturas); por el tipo de texturas de serpentinas se pone en evidencia más de dos generaciones de este mineral.

El protolito de los afloramientos de tipo anfibolítico, ubicados en la zona de Tapo son los metagabros, determinado por actuación de metamorfismo progrado regional, similitud de textural y mineralógica.

Estudios recientes indican la naturaleza oceánica de las litologías máficas y ultramáficas (e.g. Castroviejo y tal., 2009a, 2009b; 2009c; 2010, en prep.).

Es muy probable que las peridotitas serpentinizadas descritas correspondan a la envoltura que rodea completamente a los podos de cromititas de la zona de transición o de la parte superior de la zona mantélica en una secuencia ofiolítica.

Su grado metamórfico y su posición estructural sobre rocas sedimentarias y vulcanoclásticas del Grupo Ambo en el caso de Tapo, o sobre las filitas de bajo grado en el caso de Acobamba, implican aloctonía, que puede ser corroborada por la naturaleza tectónica de sus contactos.

Efectivamente los complejos metamórficos de Acobamba y Tapo, tienen contacto tectónico con los grupos Ambo y Huaytapallana, de tipo cataclástico en el primer caso y de tipo milonítico y el segundo que indica posterior emplazamiento a la formación de vulcanoclásticos retrabajados y filitas.

Corroborando la conclusión anterior, se refiere que la deformación interna de los cuerpos ultramáficos es fuertemente no coaxial (foliación milonítica), donde se puede definir.

Un *atractor* lineal, por la orientación de los minerales en los cuerpos máficos y ultramáficos, correspondiente a la dirección de transporte tectónico.

Esta deformación no coaxial también está representada en las litologías filíticas del Grupo Huaytapallana, y se presenta junto a los contactos con los cuerpos ultramáficos. Para la zona de Acobamba, por la foliación planar muy penetrativa, la lineación de filosilicatos con fábrica asimétrica monoclinica y reducción de grano, vendría a corresponder a una filonita.

Se evidencia tres fases de deformación dúctil en el Grupo Huaytapallana (F1, F2 y F3), y en los cuerpos máficos y ultramáfico (Fn, Fn+1 y Fn+2) que trajeron fábricas de tipo planar, lineal y plegamiento. Las estructuras mesoscópicas (S) estudiadas, demuestran deformaciones en regímenes dúctil y dúctil frágil, en las rocas allí aflorantes. F1 enmarca la foliación, lineación de mineral, y bandeo tectónico; F2 correspondería a Fn+1 en los cuerpos ultramáficos, en ambas áreas de estudio, la cual trajo el emplazamiento tectónico de los cuerpos máficos y ultramáficos; F3 marca el plegamiento macroscópico de los complejos máficos, ultramáficos, y rocas adyacentes. De acuerdo a F2 se descarta intrusión de diapiro del complejo ultramáfico de Tapo.

En los sedimentos volcanoclásticos de las unidades del Paleozoico superior, sólo se define una fase de plegamiento sin producción de un clivaje metamórfico. Etapas posteriores afectan con deformación frágil a todo el conjunto geológico aflorante en la región de Tapo y Acobamba.

La naturaleza no coaxial de F2 en las filitas y de Fn+1 en los cuerpos ultramáficos, así como su ocurrencia espacialmente asociada a los contactos de estas litologías permite no sólo interpretar esos contactos como tectónicos, sino que también se puede mencionar que F2 y Fn+1 son correlacionables en el tiempo y son debidas al emplazamiento de los cuerpos ultramáficos. A partir de ese emplazamiento la deformación es conjunta y Fn+1 corresponde a F3 de las filitas.

El emplazamiento de los cuerpos ultramáficos de Tapo sobre las litologías del Grupo Ambo ocurre en otro tiempo y otro nivel estructural. Esta conclusión se basa en el hecho de no haber ningún tipo de deformación dúctil asociada al contacto tectónico, sólo existe una deformación en régimen frágil (cataclasitas). Por otro lado el hecho de que las litologías del Grupo Ambo no presenten metamorfismo y que sus contactos discordantes sobre las litologías del Grupo Huaytapallana, implica una etapa de exhumación y erosión entre la deformación y metamorfismo de las filitas y la deposición del Grupo Ambo. Consecuentemente, la instalación de los cuerpos ultramáficos de Tapo sobre el Grupo Ambo se distingue temporalmente de la instalación de las ultramafitas de Acobamba sobre las filitas del Grupo Huaytapallana.

De acuerdo a lo expuesto, puede concluirse sobre la instalación pre-Ciclo Andino de los cuerpos ultramáfico-máficos sobre el Grupo Huaytapallana. Se definen así por lo menos dos ciclos orogénicos en la región estudiada que están, bien referidos en la bibliografía consultada (e.g. Dalmayrac et al., 1988; Palacios et al., 1995). El último conjunto de conclusiones dice respecto a la posibilidad y necesidad de que se prosigan las investigaciones geológicas sobre esta asociación geológica regional. El hecho de haber comprobado la naturaleza ofiolítica de estos cuerpos, es una indicación fundamental en la

reconstitución de los ciclos de Wilson antiguos, prioritariamente en lo que respecta a la etapa extensional con oceanización y posterior cierre oceánico con instalación tectónica de los cuerpos ofiolíticos.

Así, será necesario considerar los eventos orogénicos que han sido definidos para la Cordillera Oriental e integrar esta deformación polifásica y poliorogénica de la región de Tarma y, de forma más amplia, a la del Macizo de Marañon, y a la historia poliorogénica de la Cordillera Oriental.

De la bibliografía reciente (e.g. Cardona et al., 2010; Chew et al., 2007; Ramos, 2008; Jaillard et al., 2000) son referidos los eventos Grenville, Brasiliano, Famatiniano y del Paleozoico superior. Todo esto antes del ciclo Andino. Importa pues, situar los diversos conjuntos tectonosedimentarios considerados en el conjunto de esta compleja evolución poliorogénica.

La región de Tarma es, consecuentemente, una región llave en el estudio de la evolución poliorogénica de la Cordillera Oriental, pudiendo motivar varias investigaciones y trabajos futuros en el dominio de la Geología Estructural, Tectónica, Geoquímica, Geocronología y metamorfismo de las unidades policíclicas pre-Andinas.

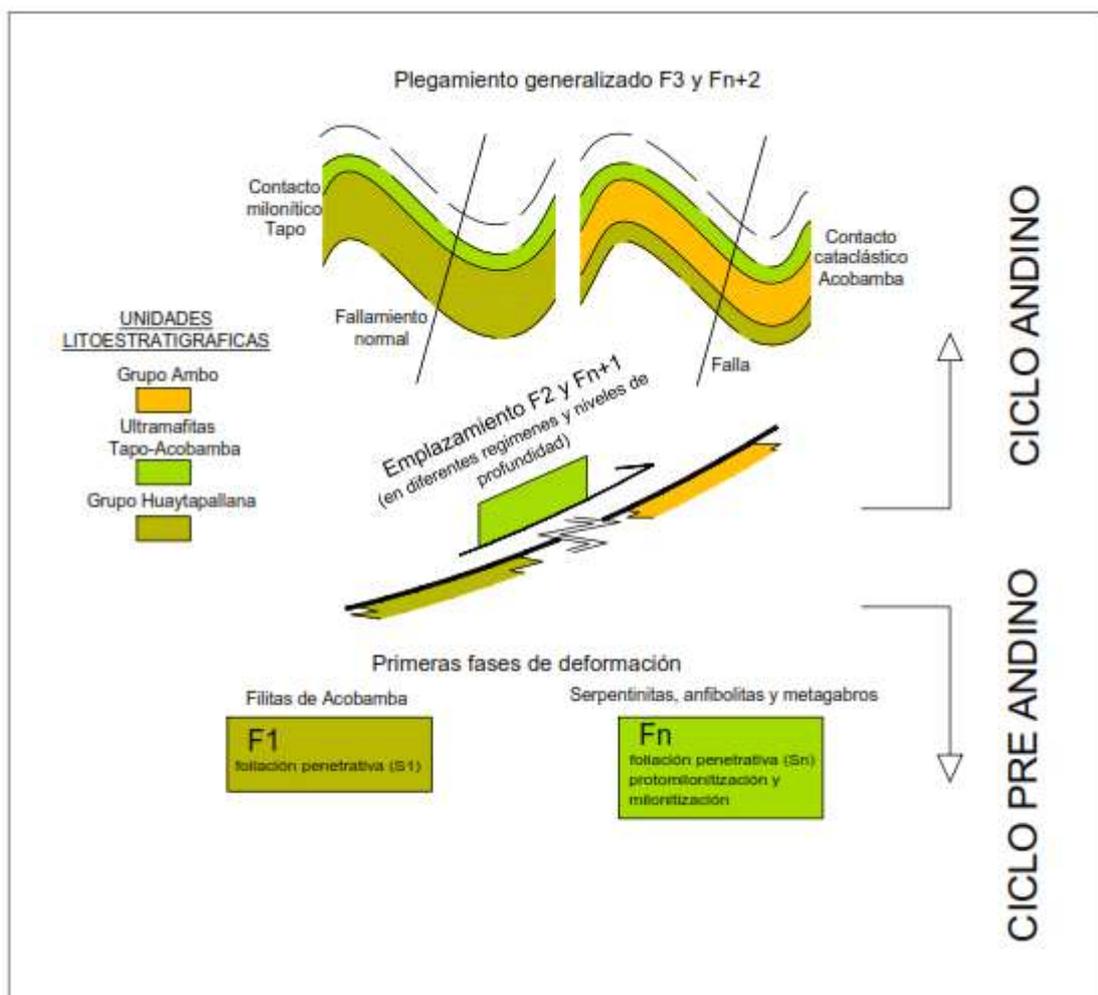


Figura 7.19: Interpretación tectónica de la foliación y estratificación de Acobamba y Tapo.

Referencias Bibliográficas

ENADIMSA (1977) Notas Sobre Geología Estructural. Madrid: 83 págs.

ADEBAUD, E., CAPDEVILA, R., DALMAYRAC, B., DEBELMAS, J., LAUBACHER, G., LEFEVRE, C., MAROCCO, R., MARTINEZ, C., MATTAUER, M., MEGARD, F., PAREDES, J. y TOMASI, P. (1973) Les Traits Géologiques Essentiels des Andes Centrales (Pérou-Bolivie). Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2), vol. xv, fasc. 1-2, pp. 73-115, Paris, 1973.

BALLON, A. (1958) Reconocimiento Geoquímico en la Zona de Tapo. Lima : Informe Técnico – Cerro de Pasco Corporation – La Oroya.

BARD, J. (1985) Microtexturas de Rocas Magmáticas y Metamórficas. Barcelona: Masson, S.A. Balmes 151 – 08008.

BENAVIDES V. - (1956) Cretaceous Systems in Northern Peru, Amer. Mus. Nat. Hist. Bull, vol. 108 art. 4, pp. 353- 494.

CARDONA, A. (2006) Reconhecimento da Evolução Tectônica da Proto-margem Andina do Centro-norte Peruano, Baseada em Dados Geoquímicos e Isotópicos do Embasamento da Cordilheira Oriental na Região de Huanuco - La Unión. São Paulo – Brasil. Universidad de São Paulo Instituto de Geociencias.

CARDONA, A., CHEW, D., VALÊNCIA, V.A., BAYONA, G., MISCOVIC, A, y IBAÑEZ-MEJÍA, M., 2010. Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. Journ. South Am. Earth Sc., 29: 92-104.

CASTROVIEJO, R. RODRIGUES, ACOSTA, J, PEREIRA, E., ROMERO, D., QUISPE, J. y ESPÍ, J. (2009a). Geología de las ultramafitas pré-andinas de Tapo y Acobamba, Tarma, Cordillera Oriental del Peru. Geogaceta, 46: 7 -10.

CASTROVIEJO, R. PEREIRA, E., RODRIGUES, J., ACOSTA, J y ESPÍ, J. (2009b). Pré-Andean ultramafic-mafic rock bodies (9° 52' - 11° 17') in the Cordillera Oriental, Peru. Proc. 10th Biennial SGA Meeting, Townsville, 927 - 929.

CASTROVIEJO, R. RODRIGUES, J. CARRASCAL, R. CHIRIF, H. ACOSTA, J y URIBE, R. (2009) Mineralogía del Macizo Ultramáfico de Tapo (Cordillera Oriental Andina, Perú). Revista de la Sociedad Española de Mineralogía, Macla N° 11.

CASTROVIEJO, R., MACHARÉ, J., CASTRO, P., PEREIRA, E., RODRIGUES, J., TASSINARI, C., WILLNER, A. y ACOSTA, J. (2010, em prep.). Significado de las ofiolitas neoproterozoicas de la cordillera oriental del Peru (9°30' -11°30'). XV CONGRESO PERUANO DE GEOLOGIA.

- CEMBRANO, J. (2006) Geología Estructural y Tectónica Aplicada a las Exploraciones de Yacimientos Mineros: Aspectos Teóricos y Herramientas de Terreno. Lima: INGEMMET. (*paper*).
- CHEW, D. M., SHALTEGGER, U. K., KOSLER, J., WHITEHOUSE, M. J., GUTJHAR, M., SPIKINGS, R. A., y MISKOVIK, A. (2007). U -Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. GSA Bulletin, 119: 697-711.
- CHIRIF, H. (2006) Resumen de la Geología y Metalogénea del Perú. Lima: Informe Técnico INGEMMET. (*paper*).
- DALMAYRAC, B. (1970). Mise en évidence d'une chaîne ante-ordovicienne et probablement précambrienne dans la Cordillère Orientale du Pérou Central (région de Huánuco). C. R. Ac Sc. Paris, 270: 1088 -1091.
- DALMAYRAC, B. LAUBACHER, G y MAROCCO, R. (1980) Geología de los Andes Peruanos. Características Generales de la Evolución de los Andes Peruanos. Francia (Bondy): Servicios de publicaciones de O.R.S.T.O.M.
- DALMAYRAC, B. (1986) Estudio Geológico de la Cordillera de Oriental Región de Huanuco. Lima: INGEMMET. Serie D: Estudios Especiales (boletín 11).
- FERNADEZ, M., PEREZ, C., VEGAS, R. y VILLASECA, C. (2003) Cartografía de Rocas Ígneas y Metamórficas. Madrid: Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas.
- FUJIYOSHI, A. (1981) Rb-Sr Ages of Metamorphic Rocks from the Tarma Area of Central Andean Cordillera, Central Perú. Japan: Japan. Assoc. Min.
- GALERA, J., RIOS, L. y SANZ, J. (2001) Análisis Estructural en Campo y Ejemplos de Aplicación. Madrid: Escuela Superior de Ingenieros de Minas Universidad Politécnica de Madrid, Departamento de Ingeniería Geológica, (Resumen de asignatura). (*paper*).
- GIL, W. (2001) Evolución de un Frente Lateral de la Deformación de un Frente Orogénico: Ejemplo de las Cuencas Subandinas Entre 0° y 16°S. Lima: Publicación especial N°4, de la Sociedad Geológica del Perú.
- GRANDIN, G., AUMAITRE, R., HUAMAN, A. Y VILCA, C. (1977). Exploración por rocas ultrabásicas en la Cordillera Oriental. Acción Conjunta ORSTOM – INGEOMIN, Informe Final, INGEMMET, Lima.
- GRANDIN, G. y ZEGARRA NAVARRO, J. (1979). Las rocas ultrabásicas en el Perú: Las intrusiones lenticulares y los sills de la región de Huánuco – Monzón. Bol. Soc. Geol. Peru, 63:99-115.

GUILLON, J. y ZEGARRA, J. (1977) Las Mineralizaciones Ni-Cu Asociadas a los Cuerpos de Rocas Ultrabásicas de la Cordillera Andina Oriental del Perú. Estudio de la Zona Piloto de Chinchao (Depto. De Huánuco). Acción Conjunta ORSTOM-INGEOMIN, Informe Final Convenio 1973-1976.

HENRY, B. (1977) Informe Sobre los Principales Resultados Obtenidos en por el B.G.R.M. e INGEOMIN en 1977 en el Distrito de Rocas Ultrabásicas Mineralizadas en Ni, Cu, Pb, Zn de Chinchao Cordillera Oriental. Lima – Perú.

HOBBS, B., MEANS, W. y WILLIAMS, P. (1981) Geología Estructural. Barcelona: Ediciones Omega, S.A.

JAILLARD, E., HERAIL, G., MONFRET, G., DÍAZ-MARTÍNEZ, T., BABY, P., LAVENU, A. y DUMONT, J. (2000) Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Perú, Bolivia and northernmost Chile. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, pp. 481-559.

KOBE, H. (1958a) Cromite from Tapo. Lima: Informe Técnico – Cerro de Pasco Corporation – La Oroya. 17 de mayo 1958.

KOBE, H. (1958b) Rock Samples from Acobamba – Tapo - Microscopy. Lima: Informe Técnico – Cerro de Pasco Corporation – La Oroya, 14 de julio 1958.

KOBE, H. (1958c) Rock Samples from Tapo Region - Determination. Lima: Informe Técnico – Cerro de Pasco Corporation – La Oroya, 15 de mayo 1958.

MACCLAY, K. (1992) The Mapping of Geological Structures. England: Open University Press.

MACLAUGHLIN, D. (1924) Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 35, p. 591-632.

MACHARE, J. y RODRIGUEZ, J. (2007) Análisis Estructural Aplicado a la Interpretación Geológica y a la Investigación de Depósitos Minerales. Lima: Curso R6, Programa Internacional Master Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales.

MAKSAEV J., V. (2001).- Reseña Metalogénica de Chile y de los Procesos que determinan la Metalogénesis Andina.

MARTELL, F. (2006) Estudio Estructural de la Zona San Genaro, Mina San Genaro Huancavelica. Lima – Perú, (tesis de maestría).

MARTINEZ, J. (2003) Geología Estructural y Dinámica Global. Salamanca: Universidad de Salamanca, Facultad de Geología, Tema 6.- Comportamiento Dúctil.

- MATOS, W. y HERNANDEZ, H. (1993) Perspectiva Económica del Yacimiento de Cromita en la Peridotita de Tapo Mina San Felipe – Tarma. Huancayo: Simposium Nacional de Minería. I-5.
- MEGARD, F., CALDAS, J., PAREDES, J. y DE LA CRUZ, N. (1996) Geología de los Cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos. Lima: INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional (boletín 69).
- MEGARD, F. (1968) Geología del Cuadrángulo de Huancayo. Serv. de Geol. y Min., Bol. N° 8, 123 p.
- MEGARD, F. (1973) “Etude géologique d’une transversale des Andes au niveau du Pérou Central”. Tesis, Univ. de Montpellier II, 9 pl. 1 perfil y a mapa h-t. 263 p
- MEGARD, F. (1978) Estudio de los Andes del Perú Central. Paris: Instituto de Geología y Minería del Perú y ORSTOM, memoria 86.
- MELGAREJO, J. (1997) Atlas de Asociaciones de Minerales en Lamina Delgada. España: Gramagraff SCCI.
- NEWELL N.D. (1949) Geology of the Lake Titicaca Region Peru and Bolivia, Geol. Soc. Am. Mem. 36, 4 pl.
- NICOLAS, A. (1987) Principios de Tectónica. Barcelona. Masson S.A.
- PALACIOS, O., SANCHEZ, A. y HERRERA, F. (1995) Geología del Perú. Lima: Serie A: Carta Geológica Nacional (boletín 55), Fimart S.A.
- PERALES, F. (1994) Glosario y Tabla de Correlaciones de Unidades Estratigráficas del Perú. Lima – Perú.
- POWELL, C. (1979) A Morphological Classification of Rock Cleavage Tectonophysics. 58, 21, 34 pp.
- POCOVI, J. y LAGO, S. (1987) Principios de Tectónica. Barcelona: Masson S.A., Traducción al Castellano.
- RAMOS, V. (2008). The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 36: 289 -324.
- RIBEIRO, A. (1981) Geología Estructural Elemental. Portugal: Asociación de Estudiantes de la Facultad de Ciencias de Lisboa, Curso de Geología.
- RIOS, L. (2001) Apuntes de: Análisis Estructural en Campo y Ejemplos de Aplicación. E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

RODRIGUEZ, R., RIVERA, R. y GONZALES, R. (2007) Informe de Campo – Tarma para el curso “Análisis Estructural Aplicado a la Interpretación Geológica y a la Investigación de Depósitos Minerales”. Lima: Curso R6, Programa Internacional Master Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales.

SCHALTEGGER, U., CHEU, D. y MISCOVIK, A. (2006) Neoproterozoic to Early Mesozoic Evolution of the Western Gondwana Margin: Evidence from the Eastern Cordillera of Peru. Lima: Congreso Peruano de Geología.

STEINMANN G. (1929) “Geologie von Peru” 9 pl. y mapa H. t. Karl Winter, Heidelberg, 448 p.

STRIEDER, A.J. E AMARO, V.E. (1997). Estructuras de Lineamientos Extraídos de Imágenes de Sensores Remotos. EGATEA. Revista da Escola de Engenharia, Porto Alegre, 25(4):109-117 .

TURNER, F. y WEISS, L. (1963) Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Berkeley: McGraw-Hill Book Company. INC., University of California.

TWISS, R. y MOORES, E. (1992) Structural Geology. USA: W. H. Freeman and Company.

VAZQUEZ, F. (1996) Geología Económica de los Recursos Minerales. Madrid: E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

WICKS, F. y WHITTAKER, E. (1977) Serpentine Textures and Serpentinization. Canada: Canadian Mineralogist, Vol 15, pp 459-488 (article).

WINKLER, H.G. (1978) Petrogénesis de Rocas Metamórficas. Madrid: H.Blume Ediciones.

WIPF, M. (2006) Evolution of the Western Cordillera and Coastal Margin of Peru: Evidence from low-temperature Thermochronology and Geomorphology . Zürich: Swiss Federal Institute of Technology Zürich.

WILSON, G. (1978) Significado Tectónico de las Estructuras Menores y su Importancia para el Geólogo de Campo. Barcelona: Ediciones Omega, S.A.

ANEXOS:

A.1 Relación de muestras orientadas para estudio mesoscópico y microscópico de Tapo (primer cuadro) y Acobamba (segundo cuadro)

Nro. Muestras	Coordenadas (PSAD-56)				Observaciones
	Código	Este	Norte	Altitud	
1	TP-080607-001	435429	8740215	4117	Anfibolita. Muestra orientada para análisis estructural 155/65 O
2	TP-080607-002	435941	8740723	4019	Peridotita serpentinizada con magnetita en bandas milimétricas.
3	TP-090607-003	436481	8739705	4008	Peridotita serpentinizada de color gris con magnetite diseminada del 1-3%.
4	TP-090607-004	435490	8740381	4166	Anfibolita con presencia de sulfuros.
5	TP-090607-005	435515	8740339	4169	Metagabro? o Anfibolita con textura milonítica?
10	TP-110607-011	435190	8741657	4031	Cromita en bandas milimétricas en anfibolita.
11	TP-110607-012	434194	8741207	4011	Metagabro bandeado con plagioclasa.
12	TP-130607-013	434192	8741214	3980	Anfibolita con cristales de magnetita.
13	TP-140607-014	434874	8740623	4123	Metagabro bandeado con plagioclasa.
14	TP-130607-015	433483	8742940	3753	TP50 Serpentininas grises para análisis estructural.
15	TP-140607-017	437672	8739354	3911	TP52 Filitas cortada por veta de baritina 030/70 O. 10-30 cm
16	TP-140607-018	437702	8739344	3887	TP53 Veta 070/ 80N corta a filitas
17	TP-110607-020	435284	8740715	4110	Peridotita serpentinizada verde amar c/mgt-crm
18	TP-110607-021	435254	8740667	4120	Cromita con calcopirita y sulfatos de Cu en contacto de serpentina y anfibolita.
19	TP-110607-022	435270	8740651	4112	Anfibolita serpentinizada con venillas de magnesita y trazas de calcopirita?
20	TP-110607-023	435270	8740651	4112	Anfibolita serpentinizada con diseminada. magnetita y minerales rosados, pr1?, grt?
21	TP-110607-024	435328	8740632	4120	Serpentina morada e zona de falla.
22	TP-110607-025	434247	8741196	3986	Anfibolita deformada. Para análisis estructural Sn: 167/45 E
23	TP-110607-026	434276	8741531	3905	Anfibolita con granate. Variaciones entre gabro-anfibolita. Granulita?
24	TP-110607-027	434474	8741405	3969	Serpentina gris verduzca. Muestra orientada 340/50 O.
25	TP-140607-031	434977	8741005	4116	Magnesita intercrecida con magnetita, y pirrotita en trazas.
26	TP-150607-034	435812	8741536	4092	Serpentina verde botella.
26	TP-010808-008	436510	8740379	3956	Tufo volcánico, tomado en pseudoestratificación
27	TP-010808-009	437348	8739422	3956	Anfibolita algo brechada con vetas de baritina y fierro con caja serpentinizadas.
28	TP-010808-012	434282	8741185	4116	Metagabro con foliación penetrativa y bandas de feldespato potásico y ferromagnesianos.
29	TP-010808-013	435470	8741429	4022	Serpentinita con diseminación de cromita.

Nro. Muestras	Coordenadas (PSAD-56)				Observaciones
	Código	Este	Norte	Altitud	
1	AC-191107-006	433670	8750280	3937	Esquisto gris verdoso con magnetita, diseminación de sulfuros con indicios de serpentinización.
2	AC-211107-037	433816	8749658	3716	Riolita o riolacita que presenta pseudoestratificación.
3	AC-211107-045	433344	8750252	3990	Esquisto de grano grueso
4	AC-211107-047	433666	8750602	3986	Filitas con relleno de cuarzo paralelo a primera fase
5	AC-211107-049	433762	8750580	3977	Filitas con relleno de cuarzo paralelo a primera fase
6	AC-231107-050	433763	8750582	3976	Filitas esquistosas? con relleno de cuarzo paralelo a primera fase
7	AC-231107-059	433774	8749256	3848	Tomada en S1 y lineación mineral.
8	AC-241107-068	433159	8749722	3991	Filitas algo silicificadas, con deformación frágil y luego frágil dúctil.
9	AC-241107-070	432911	8749936	4068	Filitas crenuladas. La muestra orientada se obtuvo con N13°, 72°SE.
10	AC-241107-072	433064	8750158	4098	Filitas con relleno de cuarzo paralelo a primera fase de deformación.
11	AC-241107-074	433472	8750358	4023	Peridotitas con alteración a serpentinitas. La muestra tiene una orientación de N012°E, 68°SO.
12	AC-241107-087	433688	8751114	4101	Peridotitas con alteración a serpentinitas.
13	AC-241107-088	433694	8751126	4090	Obtenida en contacto peridotita y silicificación.
14	AC-241107-089	433675	8750446	4068	Peridotitas con alteración a serpentinitas. La muestra tiene una orientación de N355°E, 48°SO.
15	AC-241107-092	433580	8751076	4008	Serpentinita con cuarzo bandeado (protolito peridotita) con magnetismo. NS, vertical.
16	AC-251107-105	434675	8751640	3915	Intrusivo granítico alterado. La muestra se oriento con datos de fracturamiento.
17	AC-251107-110	435369	8750926	4029	Riolita o riolacita. La muestra se oriento con datos de fracturamiento.
18	AC-250708-003	433499	8748742	3893	Filitas con micas y óxidos en planos de foliación, mineralización de sericita y cuarzo paralelo a S ₁ .
19	AC-250708-023	433870	8751128	4082	La muestra se oriento con el fracturamiento.
20	AC-260708-030	430783	8750122	4066	Brecha tectónica
21	AC-260708-046	431450	8750224	4096	Filita con dos facies de deformación, no contiene cuarzo
22	AC-260708-050	433321	8751097	4021	Contacto serpentinita con filitas (cuerpo 2).
23	AC-280708-095	431979	8748687	3858	La muestra (punto 87)se oriento con la foliación o S ₀ .
24	AC-300708-105	430639	8750635	3736	Filitas crenuladas con cuarzo paralelo a la foliación.
25	AC-300708-106	430542	8750607	3735	Contacto volcánico con filita brechada. La muestra se obtuvo en estratificación
26	AC-300708-107	430499	8750617	3736	Afloramiento volcánico, la muestra se obtuvo en fracturamiento principal.
27	AC-100607-006	432870	8750387	4183	Cuerpo ultramáfico. NNE. Filita con crenulación. 110/48 SO
28	AC-100607-007	433317	8750661	4086	Cuerpo ultramáfico. NNE. Gabro alterado.
29	AC-100607-008	433320	8750664	4086	Cuerpo ultramáfico. NNE. Gabro-ultracataclasita. Muestra orientada 120/52 O.
30	AC-100607-009	433280	8750673	4073	Cuerpo ultramáfico. NNE. Gabro alterado (serpentinita).

Nota: un 70% de muestras obtenidas en Tapo corresponden al estudio que el INGEMMET está haciendo en las rocas metamórficas a nivel del centro de Perú.

